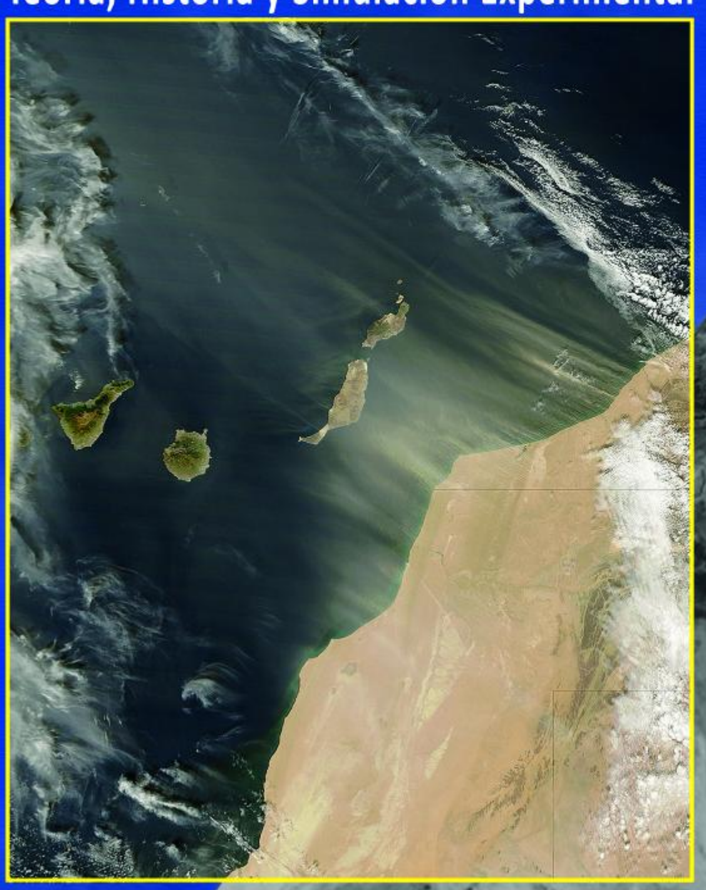
PARTÍCULAS ATMOSFÉRICAS Y EFECTOS CLIMÁTICOS
INCERTEZAS Y RETOS

Teoría, Historia y Simulación Experimental



MARCOS A. PEÑALOZA-MURILLO



PUBLICACIONES
VICERRECTORADO ACADÉMICO

COLECCIÓN DE CIENCIAS BÁSICAS
Sello Editorial Publicaciones
Vicerrectorado Académico

Particulas Atmosféricas y Efectos Climáticos
Incertezas y Retos
Primera edición digital, 2019

Hecho el depósito de ley:
Depósito legal: ME2019000141

ISBN: 978-980-11-1975-3

- Corrección de texto
  Luis Paniagua
  (Consejo de Publicaciones, ULA)
- Diseño y diagramación
  Lianybeth Quintero
  (Consejo de Publicaciones, ULA)
  Luz Marina Quintero
  (Talleres Gráficos Universitarios, ULA)
- Crédito de la Portada
  NASA [http://www.nasa.gov]
- Diseño de portada
  Yoscar Jesús Díaz Gavidia
  (Talleres Gráficos Universitarios, ULA)









PARTÍCULAS ATMOSFÉRICAS Y EFECTOS CLIMÁTICOS

INCERTEZAS Y RETOS

Teoría, historia y simulación experimental

PARTÍCULAS ATMOSFÉRICAS Y EFECTOS CLIMÁTICOS
INCERTEZAS Y RETOS
Teoría, historia y simulación experimental

Marcos A. Peñaloza-Murillo



UNIVERSIDAD DE LOS ANDES
Mérida • Venezuela
2019

Título de la obra: **PARTÍCULAS ATMOSFÉRICAS Y EFECTOS CLIMÁTICOS**
INCERTEZAS Y RETOS
Teoría, historia y simulación experimental

Autor: Marcos A. Peñaloza-Murillo

Corrección
Consejo de Publicaciones, ULA (Luis Paniagua)

Diagramación
Consejo de Publicaciones, ULA (Lianybeth Quintero)
Talleres Gráficos, ULA (Luz Marina Quintero)

Fotografía de Portada
Imagen de las islas Canarias y de la costa noroccidental de África, tomada por el satélite Terra de la NASA, el 11 de noviembre de 2006, en la que se muestra el polvo del Sahara llevado por el viento hasta ese archipiélago. La NASA ha vinculado tormentas de polvo estacionales similares del desierto del Sahara, al enfriamiento superficial del Atlántico norte.

Diseño de Portada
Talleres Gráficos Universitarios, ULA (Yoscar Jesús Díaz Gavidia)

Crédito
NASA [http://www.nasa.gov]

Hecho el depósito de ley
Depósito legal:
ME 20190001411

ISBN: 978-980-11-1975-3
9 789801 119753
Mérida, Venezuela, 2019

Esta obra está dedicada a aquellas personas
quienes con sus manos sanadoras
y generosas cuidaron de mi a lo largo del camino

ÍNDICE

PREFACIO

El concepto de Forzamiento Radiativo Directo (FRD) es tan importante en las ciencias atmosféricas y ambientales para entender otros conceptos como el de Potencial de Calentamiento Global (MARN-PNUD, 2005)[*] y para apreciar y valorar, por ejemplo, el Protocolo de Kyoto y otros acuerdos contemporáneos[**] y futuros[***], que merecen ser especialmente explicados y presentados en una forma comprensible, detallada y contextual.

Para aquellos profanos en la materia (o que se quieren introducir en ella) interesados en adquirir en idioma español un conocimiento básico y un entendimiento general sobre este concepto, está concebido este libro. Para eso, en gran parte, este muestra cómo una simulación teórico-experimental puede ser aplicada en la cuantificación del FRD producido por un tipo de aerosol (partículas) atmosférico como función de su profundidad óptica y otros parámetros ópticos del aerosol (partículas) en la cual se usa un simple modelo simple de caja de balance de energía a una longitud de onda específica perteneciente a la banda del visible.

Como paso inicial o preámbulo preparatorio a lo anterior, dentro de un contexto histórico, el lector es introducido en la materia por medio de una revisión crítico-tutorial del desarrollo o evolución de la teoría matemática en la que se discute el efecto de calentamiento-enfriamiento radiativo del aire por aerosoles atmosféricos, tanto naturales como antropogénicos.

---

[*] Ver Harvey (1993) y Jacob (1999).

[**] Ver Solomon & Daniel (1996).

[***] Ver Rypdal et al. (2005).

En esta revisión preliminar previa, en la cual, una extensa exploración y reconocimiento bibliográficos han sido hechos, los estudios precursores sobre el mencionado efecto son rastreados cronológicamente hasta sus mismos comienzos y, a su vez, son comentados en la medida en que sus métodos y planteamientos han sido clave en la evolución del mencionado concepto hasta llegar a su versión moderna usada hoy día. En particular, los criterios matemáticos para establecer en qué condiciones físicas/químicas y ambientales los aerosoles atmosféricos pueden producir un calentamiento o un enfriamiento del aire, o un equilibrio, son discutidos y estudiados a la luz de los diferentes modelos propuestos.

En este entorno tutorial se dejan formulados algunos problemas para su resolución por parte del lector, pero además se presenta un proyecto de ejercicio de investigación que puede conducir a un trabajo especial de pregrado. A continuación intentamos mostrar cómo el concepto en cuestión ha progresado, el modelo típico de caja cero-dimensional de balance de energía, extensivamente usado, a partir de 1991, en muchos trabajos que tratan el FRD debido al aerosol atmosférico de sulfato (o de mezcla con otras especies atmosféricas, por ejemplo, carbón, etc.) es invocado y discutido a modo de modelo de referencia; por tal motivo, se incluye y se ofrece al lector una completa y comprensible derivación de la ecuación que describe este modelo, refiriendo al mismo tiempo las incertezas implicadas en los factores que la componen y los estudios de sensibilidad que se han llevado a cabo.

En la simulación de laboratorio, aerosoles esféricos monodispersivos, compuestos de sulfato de amonio (partículas corrientemente presentes en la atmósfera real), son generados para representar a uno de los aerosoles más importantes producidos por la contaminación antropogénica; sus propiedades ópticas también son estimadas experimentalmente y teóricamente, vía código de computación adaptado a la Teoría de

Dispersión de Mie. Los cálculos y resultados son analizados y discutidos no solo desde un punto de vista científico, sino también teniendo en mente que estos han sido obtenidos para propósitos de demostración e ilustración del lector. En este sentido, en una serie de pruebas de sensibilidad para diferentes albedos superficiales se verifica y enfatiza didácticamente, entre otras cosas, en el resultado, ya bien conocido, de que una capa atmosférica compuesta de aerosol altamente no-absorbente (o altamente dispersor), como las constituidas por sulfato de amonio, no significa necesariamente un enfriamiento del sistema atmósfera-superficie per se; más bien dependerá eso de una combinación del valor del albedo superficial y del valor de albedo de simple dispersión de las partículas de aerosol.

El libro incluye una revisión del debate, en perspectiva histórica, sobre la competición entre el efecto de calentamiento global producido por gases de invernadero y aerosoles altamente absorbentes y el efecto contrario (efecto de enfriamiento o antiinvernadero) producidos por aerosoles altamente refrigerantes. Se destaca y comenta entonces cómo la Geoingeniería, o Ingeniería Ambiental, puede potencialmente usar estas circunstancias para mitigar o cancelar en parte el recalentamiento global producido por los gases de invernadero.

Para matizar su contenido, el libro contiene intermedios entre capítulos. Los tres primeros se tomaron de artículos de opinión que publiqué en el diario *El Nacional* (Caracas) el 7 de mayo de 2008, 11 de febrero de 2007 y 7 de septiembre de 2011 respectivamente; los otros dos restantes corresponden a resúmenes de ponencias presentadas en el XX Simposio Internacional de Medicina Familiar (Sociedad Venezolana de Medicina Familiar (Maracay, 2008) y en el seminario de postgrado "La venganza de Gaia: Un análisis crítico del cambio climático y la política", celebrado en 2010 en la Facultad de Ciencias Jurídicas y Políticas

(CEPSAL–Área de Política Internacional) de la Universidad de los Andes (Mérida-Venezuela) respectivamente. En esos intermedios hablamos, por ejemplo, del personaje de Frankenstein como consecuencia de los efectos del volcán Tambora, de las torres gemelas derribadas en la ciudad de Nueva York y de la respuesta atmosférica por la paralización del tráfico aéreo en Estados Unidos, del escepticismo del "cambio climático", de la contaminación atmosférica, de la salud pública, etc.

En uno de los tres apéndices que contiene la obra se hace una propuesta de investigación nacional para observar y caracterizar las partículas o aerosoles atmosféricos de fondo en Venezuela y su influencia en la calidad del aire, balance de energía y cambio climático regional, cuya ejecución puede contribuir a la sustanciación y ampliación de las futuras comunicaciones oficiales nacionales sobre cambio climático en Venezuela [lo cual no fue incluido en la primera y única publicada hasta los momentos (MARN/PNUD, 2005)].

El contenido del libro no es tanto si se le compara con otros en castellano, muy buenos y de mayor alcance, como el de John H. Senfeld (*Contaminación atmosférica*. *Fundamentos físicos y químicos*, cuya traducción fue publicada en Madrid por el Instituto de Estudios de Administración Local en 1978), o el de Noel De Nerves, *Ingeniería de control de la contaminación del aire* (traducción publicada en México por McGraw-Hill en 1998), pero sí supera a otros como el de D. J. Spedding, *Contaminación atmosférica* (Reverte, 1981, 2002). En todo caso, nuestro aporte, un tanto original en cuanto a su concepción de combinar teoría, historia y simulación experimental, unido a los precitados libros, más otros muy buenos también, como el de W. Strauss & S. J. Mainwaring, *Contaminación del aire. Causas, efectos y soluciones* (Trillas, 1990, 1997), el de Maurizio Caselli *La contaminación atmosférica. Causas y fuentes* (Siglo Veintiuno, 1992), etc., contribuyen a enriquecer la bibliografía en español sobre el tema.

A lo largo del texto no hemos querido usar mucho –o hemos evitado en lo posible– la expresión “cambio climático”, tal como se le utiliza hoy día amplia, libre e indiscriminadamente por parte de los medios de comunicación social, políticos, organizaciones gubernamentales y no gubernamentales (ONG), etc., porque todavía hay imprecisión en torno a qué concepto o idea esta expresión se refiere. ¿Se refiere a anomalías? ¿Se refiere a la variabilidad climática? ¿Se refieren a fluctuaciones climáticas?[****] ¿A qué se refieren? Por eso la hemos evitado y su discusión no forma parte de este libro. Y esto se debe a que el concepto o definición de clima todavía sigue siendo motivo de debate en los círculos científicos y académicos, por lo que su cambio también lo es, y esto sucede a pesar de que el concepto de clima, por necesidad, ha tenido arbitrariamente que ser oficialmente definido por las Organización de las Naciones Unidas (ONU) para discusiones del problema a escala internacional, en los cuales están involucrados los informes del Panel Intergubernamental del Cambio Climático (PICC o IPCC en inglés). En todo caso, para no caer en la duda y en la polémica, preferimos hablar de “efecto climático” para connotar, en general, algo inusual y pasajero que puede afectar al clima global, regional o local “normal” contemporáneo (de la época) y que no se sabe cuánto tiempo durará.

En este sentido vale la pena destacar aquí para ahondar sobre este asunto lo que expresé en un artículo de opinión que publiqué en el diario *El Nacional* de Caracas (9-2-2011), que el paradigma del “cambio climático” antropogénico es abordado y debatido por diferentes actores y sectores de la sociedad: la ciencia [oficial y académica (autónoma); inter y multidisciplinaria], el sector oficial (gobierno y demás poderes públicos y organismos supranacionales), los ambientalistas (fundaciones,

[****] Ver Bärring (1993).

ONG, etc.), el sector privado (industria y comercio) y los medios de comunicación social (Internet, prensa, cine, radio y TV). En particular, las ciencias ambientales, apoyadas en las ciencias básicas y aplicadas, deben suministrar el saber y el conocimiento que la sociedad, el sector educativo y la opinión pública necesitan para que el debate generado por los otros sectores que la conforman, sobre la amenaza de un "cambio climático" global, esté bien planteado y conducido. Diversos han sido los trabajos que se han publicado en la literatura académica sobre la acción de estos sectores en la opinión pública y en la educación.

En algunos de estos trabajos se destaca el hecho de cómo el público y los estudiantes confunden aspectos fundamentales de las perturbaciones atmosféricas como, por ejemplo, que el hueco de ozono genera el "cambio climático" o viceversa, de cómo tienden a creer que todos los problemas ambientales causan el "cambio climático", de cómo tienden a inflar los estimados del cambio de temperatura, de cómo confunden tiempo atmosférico con clima, de cómo confunden variabilidad climática con "cambio climático", peor aún, de cómo confunden escenario (modelo teórico o empírico) con pronóstico (probabilidad), etc.

Toda esta confusión y malos entendidos, públicos y educacionales, conducen al establecimiento de mitos y medias verdades que obstaculizan el conocimiento y la acción responsable de los ciudadanos frente a los problemas del "cambio climático", dado que no se aclaran o plantean bien ciertos conceptos y definiciones clave de estos. Quizá, de todos, el ejemplo más emblemático de confusión, prácticamente ignorado por todos los sectores (o tal vez no con el fin de ser manipulado) es aquel que tiene que ver con la idea de una amenaza de "cambio climático" total causado por un recalentamiento global debido a un aumento de la temperatura media de la Tierra.

El concepto de clima global, como si la Tierra tuviera un solo clima o un clima promedio, y su cambio, no tiene cabida y, mucho menos, la causa de ese cambio que, como se cree, es el aumento de la “temperatura media global” de la Tierra, ya que este concepto, aunque es solo pura estadística, no tiene sentido físico según algunos autores especialistas en la materia (véanse notas 1 y 18 del libro).

Un factor climático asociado con el ser humano es la alteración de la composición y concentración de algunos elementos del aire, como la introducción adicional de gases invernadero. Por su acción sobre la radiación infrarroja, estos gases están relacionados con su influencia sobre la temperatura del aire, por lo que esta variable meteorológica puede ser manipulada estadísticamente (estadístico "muestral") para derivar de allí un concepto de recalentamiento de la atmósfera que explique los cambios climáticos que se están observando y se interpreten como una amenaza climática. Se refiere que estos cambios climáticos se están observando por todas partes y bajo diferentes manifestaciones, por lo que el "cambio climático" es global producto de un recalentamiento global debido a un aumento de la temperatura global anual de la Tierra (IPCC, 2007). Esta temperatura, como elemento climático, es el resultado de la manipulación estadística "muestral" de los diferentes valores medidos de la temperatura del aire, considerada como elemento o variable meteorológica, a lo largo y ancho del Mundo, cosa que tampoco es tan cierta (no hay cobertura total del planeta).

Pero resulta que eso que llaman “temperatura global de la Tierra”, a juicio de algunos investigadores (véanse referencias citadas en nota 1 y nota 18) no existe porque la Estadística no puede sustituir a la Física si recordamos que la temperatura es una variable termodinámica intensiva (que depende del punto mas no de la extensión del sistema) y que por eso no se puede promediar tan fácilmente como las variables extensivas (como masa, volumen, precipitación, humedad, radiación solar,

insolación, etc.). Si la Tierra tuviera una temperatura global, en un instante o lapso dado, eso significaría que está en equilibrio termodinámico, por lo que un termómetro gigante introducido en cualquier parte de la atmósfera debería registrar la misma temperatura… y eso no es cierto. Lo que si tiene más sentido es hablar de un cambio microclimático, o sea, a escala local (por ejemplo, ciudades que han cambiado de microclima y se han convertido en “islas de calor”), o de cambios mesoclimáticos, que son cambios climáticos a escalas más pequeñas que la escala macro o global, etc. En todo ese debate no se cuestionan los cambios ambientales que se están observando; lo que se objeta, por los escépticos del "cambio climático", es la manera en que se manipula la explicación de las causas que los originan (ver Intermedio E). Aquellos curiosos que deseen informarse sobre esta otra cara del paradigma del “cambio climático” pueden consultar en línea el documento *Report of the Nongovernmental International Panel on Climate Change* (NIPCC, 2009) en el sitio [http://www.nipccreport.org/reports/2009/pdf/CCR2009FullReport.pdf].

Después de haber expuesto todo lo anterior con la respectiva aclaratoria sobre la expresión “cambio climático”, esperamos que este libro, que puede ser usado como texto de algún curso de pregrado o postgrado sobre contaminación atmosférica y temas relacionados, tenga una buena acogida entre aquellos que se preocupan por saber más en materia de ambiente y Ciencias de la Tierra. Pensamos que este, desde un punto de vista educativo, contribuirá a aclarar una serie de aspectos sobre los efectos climáticos causados por las partículas suspendidas en el aire ambiental y en la atmósfera en general.

Deseamos agregar, ya finalizando, que esta publicación no es más que otra contribución de mi parte para satisfacer, honrar y hacer cumplir los compromisos establecidos en los artículos 98 y 107 de la *Constitución de la República; en los artículos 2 y 3 de la actual Ley de Universidades;*

en artículo 6 [inciso (i) del literal (b)] de la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático (ratificado por Venezuela el 27-12-1994, GOE Nº 4825); en los artículos 34 y 35 [numeral (5)] de la Ley Orgánica del Ambiente; y en el artículo 14 de la Ley Orgánica de Educación.

Advertimos a los lectores sobre el uso en los cálculos del punto decimal en lugar de la tradicional coma y agradecemos cualquier comentario, crítica, omisión, error, etc., que nos puedan hacer, o que se nos haya pasado en el contenido y de los cuales seamos culpables. En el libro hay una matemática simple -eso creemos- en la que no se usa el cálculo integral ni la resolución de ecuaciones diferenciales. Las integrales que aparecen y las ecuaciones de ese tipo solo se deben interpretar para saber qué representan; además, se desarrolla una que otra derivada muy sencilla. El resto del análisis matemático y los problemas propuestos (no resueltos), se caracterizan por no ser tan complicados, al menos eso esperamos.

Para finalizar, hagamos un par de reflexiones tomadas del libro *Geometría del universo y otros ensayos de filosofía natural,* de Roberto Torretti. Este autor nos dice: "… las observaciones sin conceptos son mudas y, por ende, prácticamente ciegas...". Acá agregamos que lo contrario no es necesariamente cierto, por lo que se puede prestar a manipulación. Más adelante, Torretti nos dice: "... en sus tareas diarias, el hombre de ciencia da por supuesto un sistema estable de nociones e hipótesis sin las cuales no podría hallar sentido a sus observaciones. Pero tiene que darse cuenta de que este sistema no puede ser definitivo. Revisarlo, aumentar su precisión, coherencia y alcance es una finalidad constante, aunque a menudo latente, de la ciencia. Aunque sus resultados numéricos de la investigación científica son, en buena medida, inmunes a los cambios del sistema intelectual, su significado puede alterarse radicalmente en el curso de la evolución de este sistema...". Entonces, no olvidemos eso.

PRELUDIO

Con el sudor de tu rostro comerás el pan
hasta que vuelvas al suelo, pues de él
fuiste tomado. Porque eres polvo y al
polvo tornarás

Génesis 3:19

Reinado del Polvo

Todo un tratado de filosofía pudiera escribirse en torno del granito de polvo. Pero no se alarme el lector, pues no tocaremos el asunto sino muy a la ligera, estableciendo antes una división necesaria.

Hay dos clases de polvo: el libre e indisciplinado, juguete del viento, que lo lleva en sus alas invisibles a todas partes, metiéndolo hasta en las niñas de nuestros ojos. Es el polvo natural, siempre agresivo, que no respeta el trono de los reyes ni el retablo de los altares, sutil invasor, contra el cual se han inventado la escoba y el cepillo, armas domésticas que lo persiguen, atacan y dispersan, pero que nunca logran destruirlo.

La otra clase es el polvo artificial, aprisionado en depósitos grandes y chicos, de toda calidad en formas y hechuras como pueden comprobarlo los empresarios de cal y cemento (sic), los fabricantes de productos farmáceos (sic), los droguista (sic), farmacéuticos, etc., polvos que están en espera de circunstancia propicia, para expandirse y mezclarse con su hermano el polvo libre.

Y no hablaremos aquí del polvo cósmico, o sea, del polvo sideral genésico, por la sencilla razón de que la química terrestre no lo ha

envasado todavía para someterlo a examen, conocer sus propiedades industriales y entregarlo al comercio.

Hay polvareadas benéficas como las que levantan los molinos de trigo y otros cereales, formando bendecida niebla, que ha de resolverse, por artes del amasijo y el calor del horno, en el pan nuestro de cada día. Y no menos benéficos son el polvo de azúcar y el polvo de sal, principales ingredientes en la confección de alimentos.

Y aunque no tanto por lo benéfico, sino por lo delicioso al paladar, bien merece puesto de honor el aromático polvo del café, que es a la vez, por su mundial consumo, polvo de oro para la agricultura y el comercio,

De polvo y humo es la nube que en su marcha triunfal levanta el carro portentoso del Progreso; y en sus torbellinos de polvo y humo surgen los héroes y centellea la gloria en los campos de batalla.

Y como perdura la encendida brasa bajo las cenizas del hogar, así suele vivir oculta la luz de la historia bajo el polvo de los archivos.

Pero el reinado universal del polvo tiene también fases siniestras, ora en la sombría polvareda que producen los montes desgarrados y los edificios derruidos en la hora formidable de los terremotos, ora en la pavorosa ceniza que arrojan los volcanes en las grandes erupciones, sepultando pueblos y oscureciendo el cielo en muchas leguas a la redonda.

La sencilla combinación de algunas sustancias en manos de un monje de Friburgo, produjo en el siglo XIV el polvo negro y terrible de la pólvora, que revolucionó la estrategia militar en el mundo entero.

Y dejaremos en el tintero muchos otros polvos, algunos pasados de moda, como el que cubría las abultadas pelucas en el siglo XVIII; el rapé, o polvo de tabaco, que se sorbía por la nariz, tomándolo de primorosas cajitas; y el contenido en el arenillero, artículo indispensable del escritorio, derrotado hoy por la hoja de papel secante.

¿Y cómo no mencionar siquiera el misterioso polvillo que guardan las flores en su cáliz perfumado?

Ni tampoco puede omitirse aquí la referencia a un polvo muy interesante para el bello sexo, compañero del jabón y del colorete, de uso tan frecuente, que puede decirse, sin nota de exageración, que en el mundo elegante ninguna dama deja ver su rostro sin haberse santiguado antes, tres veces lo menos, con polvo del tocador.

Una observación para concluir. Hay en la acción maravillosa del progreso una tendencia irresistible a pulverizarlo todo. Minerales, vegetales, ciertos despojos animales, y los mismos jugos y sustancias acuosas, todo se reduce a polvo para fines industriales. Parece que el hombre quiere aplicarle a las cosas que lo rodean la ley inexorable de su propio destino, pues bajo la rueda del tiempo, ni el más poderoso de libra de ser reducido a polvo y dispersado por un leve soplo de viento.

Tulio Febres Cordero

(escritor venezolano)

Nota: el preludio fué tomado de páginas sueltas. Tulio Febres Cordero, Obras Completas. Tomo VIII, 2da edición (compilación de José R. Febres Cordero). Mérida - Venezuela. 1991; pp. 229-231

INTRODUCCIÓN

"Creo que una de las aportaciones más importantes de la matemática a nuestro pensamiento reside en que ha demostrado flexibilidad en lo tocante a la formación de conceptos, un grado de flexibilidad al que resulta difícil llegar con un método no matemático"
John von Neumann

Debido a la capacidad humana –deliberada, inadvertida o controlada, sin precedentes– de modificar la condición natural de la atmósfera y alterar el clima local, regional y quizás global, así como el tiempo atmosférico regional y/o local (Flohn, 1961; Warner, 1968; Keeling, 1970; Landsberg, 1970; Frisken, 1971; Schneider, 1972; Matthews, 1973; Almqvist, 1974; Barret & Landsberg, 1975; Weiss, 1975; Bach, 1976; Dittberner, 1978; Bach, 1979; Changnon & Lambright., 1987; Kellog, 1979, 1987; Lambright & Changnon, 1989; Faber *et al*., 1994; Mahlman, 1998; Kerr, 2001; Alamaro *et al*., 2006; Hansen *et al*., 2007; Verdes, 2007; Vavrus *et al*., 2008; Weart, 2010b)[1], el final del siglo veinte se caracterizó indudablemente por un interés mundial en el presunto calentamiento global atribuido a los gases-traza infrarrojos (mal llamados

[1] Para opiniones diferentes, ver Idso (1980, 1982, 1991, 1998), Ellsaesser (1984, 1990), Reifsnyder (1989), Lindzen (1990), Solow & Broadus (1989), Singer (1998, 1999), Essex (1986, 1991), Sanz Donaire (1999), Pérez González (2006), Lomborg (2008) y Douglass & Christy (2008, 2009), quienes sobre este asunto han asumido una posición que van de ecléctica a contraria, y Khilyuk & Chilingar (2003, 2004, 2006), Chilingar & Khilyuk (2007), Gerlich & Tscheuschner (2007, 2009), Essex *et al.* (2007), Essex & McKitrick (2007), Chilingar *et al.* (2008) e Idso & Singer (2009), quienes asumen una posición totalmente opuesta.

calentamiento global atribuido a los gases-traza infrarrojos (mal llamados de "invernadero") (Kondratyev & Moskalenko, 1980; Hansen *et al.*, 1981; Schief, 1981; Manabe, 1983; Wang *et al.*, 1986; Mitchell, 1989; Taylor, 1991, 2002a; Rao & Chakravarty, 1992; Wuebbles & Edmonds, 1991; Handel & Risbey, 1992; Kondratyev & Varotsos, 1995; Khalil, 1999), así como a otros aspectos relacionados con el "cambio climático" tales como el denominado efecto "antiinvernadero" o de enfriamiento debido a cierto tipo de partículas o aerosoles atmosféricos refrigerantes (altamente dispersivos o no-absorbentes de radiación) (Hobbs *et al.*, 1974; Baldwin *et al.*, 1976; Kellog, 1980; Jaenick, 1980; Benarie, 1981; Preining, 1991, 1993; Andreade, 1995; Schwartz, 1996). En las pasadas décadas de ese siglo y durante los primeros años de este, el estudio de la respuesta climática a las diferentes alteraciones de origen antrópico de la composición atmosférica ha recibido mucha atención para predecir o –mejor expresado– simular, posibles escenarios de cambios futuros en el clima no solamente a través de este siglo veintiuno sino más allá. Esto ha significado un gigantesco y revelador esfuerzo, repleto de dificultades, de una comunidad científica global multigeneracional nunca antes hecho, como se muestra en este libro, en el cual Venezuela debe tener una mayor presencia y participación académica y oficial tenidas hasta ahora solo tomando en cuenta los gases de efecto de invernadero (Caponi & Rosales, 1992; Jaimez *et al.*, 1993; Robock *et al.*, 1993; Acevedo *et al.*, 1995; Maytín *et al.*, 1995; Andressen *et al.*, 1996; MARN/PNUD, 2005) (ver apéndice 1).

En esta formidable tarea, muchas incertezas han sido tratadas (Menon, 2004) a través de un vasto cuerpo de artículos científicos, libros, monografías y trabajos en general, pero aún hay un resto de ellas que tienen que ser atacado para un mejor entendimiento de los forzamientos atmosféricos sobre el medio aéreo y permitir un debate abierto con un público más y mejor informado sobre futuras opciones en este nuevo milenio. Al respecto, los cinco problemas que aún siguen

siendo más difíciles de tratar desde un punto de vista climático son el efecto refrigerante de las partículas, el aporte del vapor de agua (Held & Soden, 2000; Maurellis & Tennyson, 2003), el manejo de las nubes (Paltridge,1974; Mason, 2002; Kokhanovsky, 2004), la influencia del Sol (Lean, 1997; Lean & Rind, 1998; Beer *et al.*, 2000; Haigh, 2003, 2007; Laut, 2003; Goode & Pallé, 2007) y el papel de los océanos (Covey & Barron, 1988; Mason, 1993; Boutle *et al.*, 2006, 2007; Stepanov, 2007). El impacto de esta aseveración, relacionada con una de las incertezas implicadas será pedagógicamente planteada al final de este libro cuando la influencia de la forma del aerosol o la partícula sobre el FRD, propuesto por primera vez por von Hoyningen-Huene & Posse (1997), se pondrá de relieve y será dejada como una cuestión experimentalmente abierta a ser tratada en una subsiguiente y debida oportunidad.

Una típica aproximación al problema ha sido la aplicación de modelos informáticos (físico-teóricos) de diferentes clases y compleja variedad para simular, mediante experimentos numéricos, cambios (escenarios y proyecciones) (Alonso & Jiménez, 1999; Sundberg, 2010), por ejemplo, en la temperatura efectiva de radiación del planeta (versión cero-dimensional o 0D), temperatura estacional (versión unidimensional o 1D), y distribución de la temperatura de equilibrio para una columna atmosférica, superficie subyacente (versión bidimensional, 2D), presión superficial, distribuciones verticales de velocidad y temperatura (versión tridimensional o 3D). De baja a alta complejidad, estos modelos han sido clasificados en tres grandes grupos: modelos de balance de energía, o MBE (North *et al.*, 1981, Shine & Henderson-Seller, 1983; Asnani, 1984; McGuffie & Henderson-Sellers, 1997), *modelos radiativos-convectivos* o MRC (Ramanathan & Coakley, 1978; Shine & Henderson-Sellers, 1983; McGuffie & Henderson-Sellers, 1997) y *modelos de circulación general* o MCG (Schneider & Dickinson, 1974; Shine & Henderson-Sellers, 1983; Simmons & Bengtson, 1985; McGuffie & Henderson-Sellers, 1997). Una

buena discusión de los MCG a un nivel introductorio y/o intermedio, se puede encontrar en Dickinson (1986), Schneider (1987), Randall (1992), Edwards (2001) y Donner & Large (2008)[2]. El acoplamiento del océano a la atmósfera en estos modelos es revisado por Bye (1996), y un simple y buen ejemplo de ello es el dado en el trabajo de Sarachik (1978).

Uno de los aspectos estudiados con estos modelos informáticos es el concepto de *forzamiento climático*, definido en general por Hansen *et al.* (1990) y Hansen *et al.* (1997a) como un cambio impuesto sobre el balance de energía planetario que altera las temperaturas a escala global.

Así, la respuesta a este forzamiento, la *respuesta climática* (Kramm & Dlugi, 2010), es el cambio en algún indicador del sistema climático (por ejemplo, la temperatura media) (Hansen *et al.*, 1997b). Un forzamiento climático es entonces una perturbación externa del sistema climático. La interacción entre el forzamiento y la respuesta son conocidos como *retroalimentaciones climáticas* (*feedbacks*) (Bony *et al.*, 2006; Kramm & Dlugi, 2010). El forzamiento puede ser de naturaleza radiativa y entonces es llamado *forzamiento radiativo* [Wm^{-2}]; que es fuertemente dependiente de las propiedades físicas y químicas de las sustancias (gases y/o partículas) que pueden modificar la composición normal y natural de la atmósfera (Santamaría Antonio, 2010). El forzamiento radiativo involucra el cambio en la densidad del flujo neto descendente de energía solar a partir de la tropopausa, el cambio en la emisión hacia abajo de radiación infrarroja (IR) a partir de ese mismo nivel y el cambio de

[2] Una interesante relación histórica de cómo estos modelos fueron desarrollados es dada por Edwards (2000), Weart (2003, 2006, 2010a, b), y por este último autor en el sitio http://www.aip.org/history/climate/index.html. Ver también Manabe (1997) para una relación histórica más técnica. El primero en usar un MBE para estudiar la influencia del CO_2 en la temperatura del aire fue Arrhenius (1896), y para nota histórica sobre este modelo, véase Crawford (1997).

emisión IR hacia abajo proveniente de la estratosfera. Luego, existen dos aproximaciones para refinar la definición de forzamiento radiativo (Haigh, 2002): (I) *Forzamiento radiativo ajustado*, el cual se define como el cambio en la irradiancia neta en la tropopausa debido a una perturbación aplicada, manteniendo el resto de la variables fijas una vez que se permita que las temperaturas estratosféricas se ajusten al equilibrio (Harvey, 2000b; Haywood & Boucher, 2000); (II) *Forzamiento radiativo instantáneo*, en el cual, tal ajuste es ignorado (Harvey, 2000b). Para diferentes gases invernadero existe una modesta diferencia (10-20%) entre estas dos definiciones que justifica el uso de la primera para estos gases, pero para algunos mecanismos como cambios en el aerosol troposférico hay una diferencia despreciable entre ellos, en cuyo caso se asume el uso del segundo concepto (Fuglestvedt *et al.*, 2003).

Siendo densidades de flujos adicionales de energía impuestos, los forzamientos radiativos deben ser distinguidos entre aquellos debidos a la *variabilidad climática* natural (e.g. Mitchell, 1976). Específicamente, según la influencia particular, el forzamiento radiativo producido por partículas de aerosol se clasifica en dos categorías: el *forzamiento radiativo directo* (FRD) y el *forzamiento radiativo indirecto* (FRI). El primero es aquel en el cual la alteración del balance de radiación planetaria es un resultado de la absorción y dispersión de radiación solar por aerosoles suspendidos libremente en la atmósfera (sin nubes). El segundo es aquel en el cual los anteriores procesos son dependientes de la interacción nube-aerosol (Andrea & Rosenfeld, 2008), de reacciones químicas atmosféricas y del ciclo hidrológico (Gimeno Ferrer *et al.*, 2002).

Desde un punto de vista de la pauta más conveniente a seguir en una investigación de la influencia de los aerosoles atmosféricos sobre las anomalías climáticas, la figura 1 describe esquemáticamente las

principales etapas que deben cumplirse para completar un estudio como este. Al respecto, Dickinson & Cicerone (1986) sugirieron por primera vez que la modelización del forzamiento radiativo atmosférico debería hacerse separadamente antes de aplicarse la modelización de la respuesta climática. Bajo este esquema, el experimento cerrado o de cerradura cumple un papel crucial, puesto que es aquel en el cual un componente de una hipótesis compleja es probado comparando las cantidades medidas y las estimadas teóricamente a partir de un conjunto de datos. El acuerdo encontrado entre ellas es una indicación del grado de certidumbre aportado por las suposiciones hechas en la teoría y por las limitaciones de las mediciones. En todo caso, solo a través de la integración de las observaciones de campo, de simulaciones y mediciones de laboratorio y del análisis teórico y modelizaciones se podrá revelar en toda su extensión el papel desempeñado por los aerosoles atmosféricos en los procesos involucrados en la contaminación del aire y en las anomalías micro, meso y macroclimáticas (Prather *et al.*, 2008), razón por la cual se publica este libro.

Charlson & Heintzenberg (1995) dan una lista de evidencias que dan cuenta de ambos forzamientos en la atmósfera. Debido a que en el procedimiento de modelización, la determinación del FRI es más complicado que el del FRD, el primero ha sido menos estudiado que el segundo. Por ejemplo, y comparativamente, pocos estudios que tratan de determinar el FRI para el sulfato atmosférico antropogénico y otros aerosoles han sido publicados (Charlson *et al.*, 1992; Jones *et al.*, 1994; Boucher, 1995; Chuang *et al.*, 1997; Smith *et al.*, 1998; Kiehl *et al.*, 2000; Lohmann *et al.*, 2000; Shine, 2000; Ghan *et al.*, 2001; Boucher *et al.*, 2002; Boucher & Pham, 2002; Kristiansson, 2002; Boucher *et al.*, 2003). Por el contrario, la determinación del FRD ya ha recibido una significativa cobertura en la literatura, principalmente durante la última década, y su aumento persiste en la actualidad.

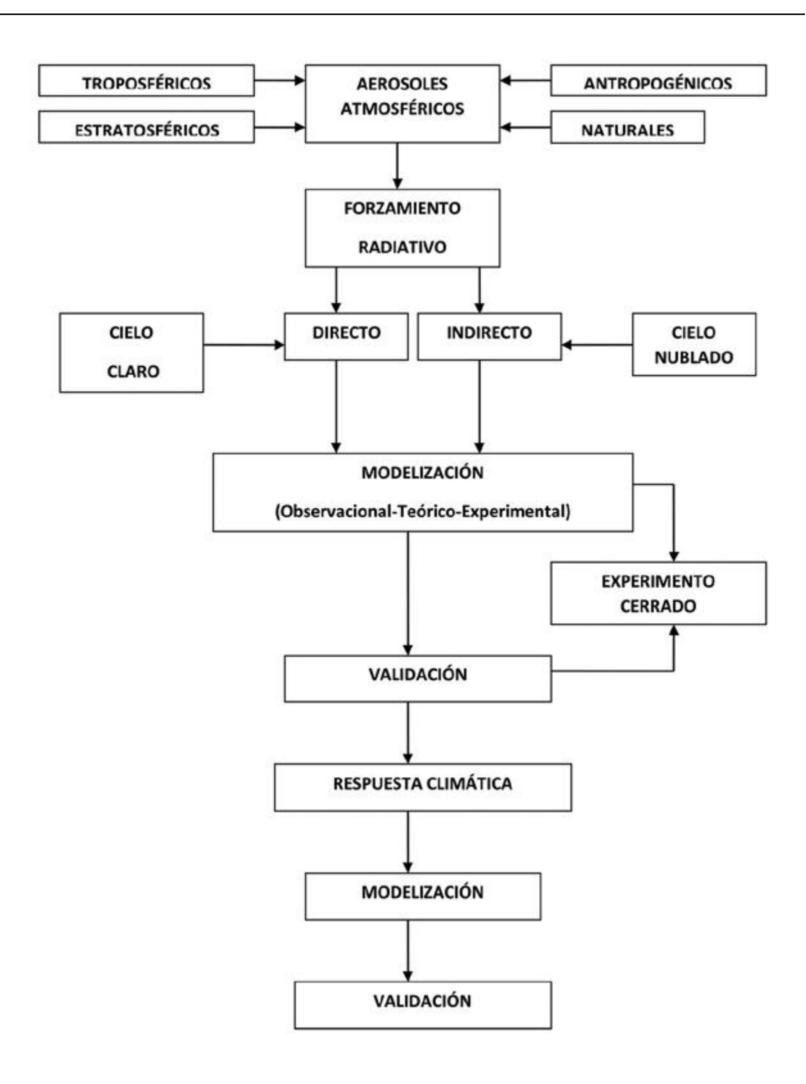


FIGURA 1. Descripción esquemática de las principales etapas que deben cumplirse para completar un estudio acerca de las influencias de los aerosoles atmosféricos sobre el clima [algo parecido ocurre con modelos numéricos usados en otras ciencias de la Tierra (Oreskes *et al*., 1994)]

Aplicando diferentes modelos, desde los MBEs (Charlson *et al.*, 1991; Charlson *et al.*, 1992; Penner *et al.*, 1992; Balling, 1994, Chýlek & Wong, 1995; Chýlek *et al.*, 1995; Pilinis *et al.*, 1995; Haywood & Shine, 1995; Grant *et al.*, 1996; Hobbs *et al.*, 1997; Haywood & Shine, 1997; West *et al.*, 1998) hasta los MCGs (Boucher & Anderson, 1995; Tegen *et al.*, 1996; Haywood *et al.*, 1997; Langmann *et al.*, 1998), esta determinación ha sido hecha bajo diferentes escenarios, circunstancias y consideraciones, entre los cuales tenemos la perturbación del balance de energía radiativa en el hemisferio Norte por retrodispersión (*backscattering*) de aerosoles de sulfato antropogénico (Charlson *et al.*, 1991), los efectos de aerosoles por quema de biomasa sobre el balance global de radiación (Penner *et al.*, 1992), el efecto de aerosoles absorbentes sobre este balance (Chýlek & Wong, 1995), el efecto del carbón negro sobre las propiedades ópticas de las partículas y sobre el forzamiento climático de aerosoles de sulfato (Chýlek *et al.*, 1995), la sensibilidad al tamaño del forzamiento climático directo, composición y humedad relativa de las partículas atmosféricas (Pilinis *et al.*, 1995), el efecto del sulfato antropogénico y hollín sobre el balance de radiación planetaria (Haywood & Shine, 1995), la influencia sobre el forzamiento climático de aerosoles de mineral y polvo (Sokolik & Golitsyn, 1993; Sokolik & Toon, 1996; Meloni *et al.*, 2005; Durant *et al.*, 2009; Perrone & Bergano, 2011) originados por alteraciones del suelo (Tengen *et al.*, 1996), la influencia sobre el FRD por aerosoles de hollín provenientes del combustible fósil y los cálculos de la influencia multiespectral sobre el FRD de aerosoles sulfatados troposféricos y partículas de hollín (Haywood & Shine, 1997).

En trabajos de revisión y compilación, muy comprensibles e interesantes, tales como los publicados por Penner *et al.* (1994), Quinn *et al.* (1996), Schwartz (1996), Hansen *et al.* (1998), Shine & Foster (1999), Haywood & Boucher (2000), Myhre *et al.* (2001), Shine & Highwood (2002), Hatzianastassiou *et al.* (2004), Satheesh & Moorthy

(2005), Lohmann & Feichter (2005) y Yu et al. (2006), el lector puede encontrar apreciaciones adicionales sobre diferentes aspectos del FRD y del FRI debido a los aerosoles atmosféricos (evolución histórica, necesidades futuras, efecto de la actividad humana, estimados, problemas de cuantificación, efecto global indirecto, determinación basada en experimentos, distribución global, etc.).

Hoy día, la literatura científica y académica ofrece al profano, al educador y a los estudiantes una amplia y extensa serie de documentos impresos y electrónicos a diferentes niveles publicados en un lapso de muchos años del siglo pasado para obtener un conocimiento general de la contaminación atmosférica y del "cambio climático" producido por el recalentamiento local, regional y, quizás, global, por acción del efecto de invernadero y problemas asociados producto de un intensificación de los gases infrarrojos atmosféricos (e.g. Callendar, 1949; Plass, 1956a, b, 1959; Newell, 1971; Breitbeil, 1973; Baes *et al.*, 1977; Cooper, 1978; Woodwell, 1978; Allen, 1980; Hafemeister, 1982; Revelle, 1982; Chen & Drake, 1986; Aubrecht, 1988; Wittwer; 1988; Graedel & Crutzen, 1989a; Hall, 1989; Houghton & Woodwell, 1989a; Mason, 1989; Ramanathan *et al.*, 1989; Schneider, 1989; Firor, 1990; Jones & Herderson-Sellers, 1990; Jones & Wigley, 1990a; Mitchell, 1990; Sagan, 1990; Washington & Bettge, 1990; de Freitas, 1991; Kempton, 1991; Ross, 1991; Ackerman, 1992; Hoppenau, 1992; Mason, 1992; Eichman & Brown, 1994; Canuto, 1995; Mason, 1995; Trogler; 1995; Dove, 1996; Callander, 1997; Karl *et al.*, 1997; Gowda *et al.*, 1997; Parry & Skelding, 1998; Barker & Ross; 1999; Fleming, 1999; Holter *et al.*, 1999; Jacob, 1999; Karl & Trenberth, 1999; Knox, 1999; Koulaidis & Christidou, 1999; Wolbarst, 1999).

Posterior a la década de los 90 aparecieron los trabajos de Andersson & Wallin (2000), Harries (2000), Harvey (2000a, b), van der Veen (2000), Dahlberg (2001), Wuebbles & Hayhoe (2002), Blais (2003), Boeker *et al.*

(2003), Browne & Laws (2003), Dessai (2003), Weart (2003), Yoshinobu (2003), Houghton (2005), Foong (2006), Keating (2007), Douglass & Christy (2008), Mastrandrea & Schneider (2008), Smith (2008), Douglass & Christy (2009), Kramm *et al.* (2009), May & Caron, 2009; Fano (2010), Hobson (2010a, b), Rehfuss & Berger (2010), Tomizuka (2010), Wagoner *et al.* (2010) y Wilson & Gea-Banacloche (2012).

Sobre el punto anterior, algunas referencias en español son Junge (1977), Graedel & Crutzen (1989b), Houghton & Woodwell (1989b), Jones & Wigley (1990b), White (1990), Alonso & Ramis (1996), Feldman & Biderman F. (2001), Peñaloza M. (2000c, 2001, 2002a), González E. *et al.* (2003), Hansen (2004), Alley (2005), Ruddiman (2005), Weart (2006), Capuano & Martín (2007), Ruiz de Elvira (2007), Mijangos & Figueruelo (2006), Staines U. (2007-2008), Barros (2007), Collins *et al.* (2007), Rodríguez R. (2009) y Martín *et al.*(2009).

En contraste, menos material ha sido publicado con el mismo propósito en el campo de las partículas y aerosoles atmosféricos, es decir, con referencia al material en suspensión en el aire, que contribuya a aumentar los conocimientos básicos generales de alteraciones climáticas (anomalías, variabilidad, etc.), meteorológico y ambiental en general, para la audiencia arriba especificada, producido por estos componentes del medio aéreo (e.g. Lodge, 1885; Redway, 1921; Panofsky, 1969; Lowry, 1972; Cole, 1973; Fennelly, 1976; Eckert, 1979; Toon & Pollack, 1980; Sagan, 1986; Ojala & Ojala, 1987; Kuhn & Postawko, 1988; Hugo, 1992; Charlson & Wigley, 1994a; Charlson, 1997; Ott & Roberts, 1998; Jacob, 1999; Harvey, 2000a; Harrison *et al.*, 2001; Arimoto, 2001; Holmes, 2001; Ridgwell, 2002; Taylor, 2002b; Bartholet, 2012a; Prospero, 2014; Schepanski *et al.*, 2014). Como referencias en español se pueden mencionar Puigcerver (1979), Caselli (1992), Charlson & Wigley (1994b), Strauss & Mainwaring (1997), Peñaloza M. (2000a,

c), Vergaz-Benito (2001), Gimeno Ferrer *et al.* (2002), Rojas Bracho & Garibay Bravo (2003), Weart (2006) y Bartholet (2012b).

Por esa razón, es decir, con el fin de contribuir a disminuir esta desventaja, la presente obra se ofrece a los lectores hispanoparlantes, cuyo contenido, en parte, es teórico y tutorial a un nivel de intermedio a alto, y el resto se dedica a ilustrar la determinación teórico-experimental del FRD por aerosoles atmosféricos usando para ello un modelo de balance de energía (MBE) simple dependiente de la profundidad o espesor óptico, a una longitud de onda específica de 633 nm (o muy cerca de ella). El modelo es descrito en detalle, y el aerosol atmosférico en esta simulación es representado por aerosoles de forma esférica y monodispersivos, constituidos por sulfato de amonio, generados en el laboratorio, cuyas propiedades ópticas básicas han sido medidas a la longitud de onda específica de 633 nm o calculadas con un código o programa computacional de la Teoría de Mie a la misma longitud de onda o pr· xima a esta.

Así, para introducir teóricamente al lector en la materia en un contexto histórico, en los capítulos 1 y 2 se hace una revisión crítica preliminar sobre el efecto de calentamiento o efecto de enfriamiento del aire para mostrar cómo cualesquiera de estos efectos pueden aparecer debido a los aerosoles atmosféricos; también se introduce formalmente en esta sección el concepto de forzamiento radiativo. Como un paso previo al modelo presentado en el capítulo 4, la aproximación al problema por la aplicación referencial de un modelo de caja es invocada y analizada en el capítulo 3 como el típico modelo 0D usado por muchos investigadores para estudiar el FRD producido por los aerosoles atmosféricos; ahí se da al mismo tiempo una completa y comprensible derivación de su ecuación. Para dar entrada a la amplia idea de su estatus y desarrollo histórico, en el capítulo 3 se revisa también brevemente el análisis hecho en la

literatura científica de la competencia entre el efecto de invernadero y el efecto antiinvernadero bajo una perspectiva histórica. Los cálculos del modelo y sus resultados, presentados igualmente en el capítulo 4, son obtenidos por la aplicación precisamente de una versión, dependiente de la opacidad óptica, del modelo de caja referencial (Daham, 2010) descrito en el capítulo anterior, cuya discusión está incluida en este último capítulo, el cual, finalmente, se cierra con un sumario, conclusiones y comentarios finales.

A continuación se incluyen tres apéndices contentivos respectivamente de un proyecto de investigación para caracterizar las partículas atmosféricas de fondo en Venezuela y su influencia en la calidad del aire, en el balance de energía y en el clima regional; una lista de símbolos; y una referencia general a la importancia y significación en la contaminación del aire de los aerosoles o partículas atmosféricas.

Como parte significativa de cualquier revisión, este libro proporciona también una extensa, mas no exhaustiva, lista de referencias que cumple el papel de una especie de fuente bibliográfica y selección de material publicado sobre la materia y tópicos relacionados. Algún material referido es discutido y otro es meramente citado; en esto último, alguno ha llegado a ser histórico, otro es clásico y otro es más contemporáneo.

INTERMEDIO A

CONTAMINACIÓN ATMOSFÉRICA Y EDUCACIÓN AMBIENTAL

Dada la capacidad que en los últimos doscientos años ha adquirido la humanidad para modificar las condiciones naturales del medio ambiente, el último cambio de siglo y de milenio se ha caracterizado sin lugar a dudas por un interés público mundial por los problemas relacionados con la contaminación artificial del entorno y contorno natural. Durante las últimas décadas del siglo XX, la preocupación por el deterioro de los ámbitos acuáticos, terrestres y atmosféricos ha llegado a todos los niveles de la sociedad en un intento por entender a fondo el problema y buscarle soluciones científicas y políticas por diferentes vías interdisciplinarias y multidisciplinarias. Y esto está demandando un gran esfuerzo por parte no solo de la comunidad científica internacional, sino también por otros organismos oficiales y privados (fundaciones, ONG, etc.).

Pero a pesar de esta preocupación y esfuerzos, una campaña persistente por una educación ambiental continua que siga sensibilizando a todos sobre los problemas ambientales, debe proseguir. De los tres elementos, aire, agua y tierra, que componen la geosfera, el aire en particular es el menos tangible porque en condiciones normales y de reposo, no se ve, ni se oye, ni se huele, ni se toca, en fin, no se siente; por eso, se le puede considerar el más vulnerable, el más débil y el más sensible en el problema de la contaminación. Por esta razón hay una necesidad de insistir en la educación ambiental en la parte que se relaciona con los conocimientos básicos que caracterizan la contaminación artificial del

aire. Estos, a su vez, son indispensables para poder identificarla de la componente natural y apreciar en una primera instancia su magnitud y potencial impacto. Lo anterior es esencial para llegar a entender la importancia que tiene la ejecución de un programa educativo destinado a cubrir la parte referida.

Como consecuencia, esta actividad puede significar un beneficio si se traduce en acciones posteriores, por parte de los participantes en cualquier programa educativo de tipo ambiental, hacia sus respectivos entornos de influencia o comunidades. El alcance de dicha actividad es complementario, puesto que la información, muchas veces encontrada en los medios de comunicación social o adquirida en la escolaridad normal, no es por su naturaleza y diseño suficiente para entender a plenitud el problema básico en sus dimensiones físicas. Hoy día es difícil encontrar razones para no aceptar la educación ambiental como parte del cualquier currículo académico o programa educativo en cualquiera de sus diferentes niveles y formas.

Pero el problema ambiental, en su más amplio contexto académico, es estudiado y analizado por diversos campos y disciplinas; así, este problema se caracteriza por ser uno de los problemas actuales de mayor inter, multi, y transdiciplinariedad que lo hace extremadamente complejo. Y el aspecto educativo, que no escapa a esta característica, es parte esencial de él. De ahí que este aspecto, en su manera formal, pueda aparecer como parte de una asignatura, como asignatura completa, como mención de una carrera, como carrera, como parte de un diplomado, como diplomado, como parte de un postgrado y como postgrado propiamente dicho. Aunque tradicionalmente, el marco inicial referencial para estudiar los problemas ambientales se ha fundamentado en las investigaciones aportadas por las ciencias físico-naturales y exactas, la introducción en este marco de elementos adicionales basados en conocimientos suministrados por otras ciencias auxiliares, produce un marco de referencia general holístico.

Bajo esta perspectiva, los problemas ambientales y sus aspectos educativos no constituyen un área aislada del conocimiento de exclusiva responsabilidad de pocas disciplinas; por el contrario, esta llega a ser un área en la que muchos campos del saber intervienen para su solución, bien sea por la vía de la eliminación del problema, la mitigación de su impacto o la adaptación a él. En vista del carácter multifactorial del problema ambiental, diferentes organismos multinacionales, gubernamentales y ONG, han venido interesándose en el problema y dejan muy bien claro el papel crucial que cumple la educación en su tratamiento; de ellos, la ONU es el ejemplo más emblemático (véase Convenio Marco de la ONU sobre el Cambio Climático de junio de 1992). En suma, la concienciación de los entes públicos y privados a través de razones y planteamientos científicos y políticos proporcionados por programas intensivos de transmisión de conocimientos básicos y actualizados sobre la contaminación atmosférica antropogénica, debe ser altamente prioritaria.

1

DESARROLLO HISTÓRICO DE LA TEORÍA SOBRE EL CALENTAMIENTO-ENFRIAMIENTO DEL AIRE POR PARTÍCULAS ATMOSFÉRICAS: UNA REVISIÓN CRÍTICA-TUTORIAL INTRODUCTORIA (Primera parte)[3]

"El efecto de este polvo, flotando en la atmósfera, fue producir una bruma enrojecida y disminuir la cantidad de insolación en la superficie de la Tierra aumentando, sin duda y por lo tanto, la temperatura del aire en los estratos superiores. El color del polvo al secarse y colectarse en cierta cantidad es de un marrón enrojecido; una muestra de este, presentada por Mousieur Barac, está depositada en la biblioteca del Buró del Tiempo"

(The red dust of March, 1901. Monthly Weather Review, July 1901)

Aunque el estudio de las partículas o aerosoles atmosféricos tiene sus más lejanos antepasados antes de 1900 (Spurny, 1998; Husar, 2000; Pesic, 2005; Dörries, 2006; Stout *et al.*, 2009), la influencia de estos sobre la contaminación del aire, el balance de radiación del sistema atmósfera-superficie y el clima, fueron aspectos de la ciencia atmosférica inicialmente adelantados desde sus propios comienzos y a partir del siglo

[3] En el apéndice 2 se da una lista completa de los símbolos usados a lo largo del libro. La mayoría de ellos ha sido cambiada de los artículos originales no solo en favor de la claridad y comprensión, sino también en favor de la uniformidad y manejo de la nomenclatura del texto.

pasado por Voeykov (1912), Abbot & Fowle (1913), Humphreys (1913), Arctowski (1915), Redway (1921), Ångström (1929, 1930), Durst (1935), Aseykin (1938), Fuchs & Paterson (1947), Gentilli (1948) y Wexler (1951). Años después, fue retomado por Sheppard (1958), Ångström (1961), Mitchell (1961, 1970), Robinson (1963), Ångström (1964), Bullrich (1964), Flowers & Viebrock (1965), McCormick & Ludwig (1967), Bryson (1968), Peterson & Bryson (1968), Rozenberg (1968), Budyko (1969a, b), Davitaya (1969), Lettau & Lettau (1969), Charlson & Pilat (1969) y Deirmendjian (1973). A partir de esta rápida inspección de publicaciones iniciales o pioneras, su distribución cronológica podría indicar, como declara Charlson (1997), que el progreso hacia el entendimiento de los aerosoles como parte de la totalidad de los factores del forzamiento climático fue definitivamente retrasado por falta de atención al estudio de los aerosoles atmosféricos en general entre el comienzo del siglo pasado (Arctowski, 1915) y los años 60 (Weart, 2003). No obstante, esto es parcialmente cierto, tal como demuestra Podzimek (2000), quien hace un balance de la historia en la investigación científica de los aerosoles atmosf®icos entre 1990 y 1950.

Para comenzar con una apropiada revisión histórica, los últimos autores de la precitada inspección proporcionan precisamente un buen y primer fácil avance en el cual el efecto de enfriamiento o calentamiento por aerosoles troposféricos de fondo puede ser en principio predicho y determinado en una manera muy simple. Pero antes es también conveniente –e indispensable como una buena antesala al principio de esta revisión– resumir brevemente las causas básicas y evidencias para atribuir un enfriamiento general más que una influencia hacia el calentamiento del sistema atmósfera-superficie por incremento del aerosol atmosférico.

1.1 Prevalencia de un efecto neto de enfriamiento sobre un efecto neto de calentamiento del aire por partículas atmosféricas

Se ha reconocido que las partículas de aerosoles (ver apéndice 3) en el rango aproximado de tamaño entre 0.1 µm y 1.0 µm son de especial relevancia en el problema, puesto que son relativamente abundantes en la atmósfera y más efectivas en absorber, dispersar y atenuar radiación solar visible. Se asume que las partículas en este rango de tamaño tienen un efecto despreciablemente pequeño en la radiación terrestre de onda larga de la atmósfera (Toon & Pollack, 1976; Coakley & Grams, 1976; Hågård *et al.*, 1978), y que los efectos de aquellas partículas grandes, mayores que 1.0 µm pero menores que 10 µm, capaces de interactuar más fuertemente con la radiación terrestre, son, por virtud de su menor número, despreciables. Adicionalmente se podría asumir implícitamente que las partículas de aerosol son mucho más eficientes como dispersores de radiación solar que como absorbedores. En el rango de tamaños establecidos para las partículas, la dispersión de los haces directos de radiación solar será principalmente descrita por la dispersión de Mie, en sentidos hacia delante. El asunto del calentamiento frente al enfriamiento por aerosoles formó parte de los esfuerzos de los años 70 y 80 con el existente consenso de que el enfriamiento dominaba, excepto quizá, cerca de fuentes de fuertes absorbedores de luz como el carbón negro (CN). La influencia crítica del cociente de la absorción a la dispersión del aerosol fue señalada ya por 1970 (sección 1.3). Los aerosoles no absorbentes de luz (principalmente sulfatos y materia orgánica) dispersan la luz solar y tienen, como se ha mencionado antes, un efecto de enfriamiento mayor sobre las superficies de bajo albedo (e.g. océanos) y menor sobre las de altos albedos (e.g. nieve). Los aerosoles que absorben luz (probable y principalmente CN y posiblemente polvo del suelo) también dispersan luz y sus efectos dependen de la magnitud relativa de la dispersión y

absorción, así como también del albedo de la superficie subyacente. Las mejores evidencias para sostener todos los argumentos previamente mencionados a favor de un enfriamiento más que de un efecto de calentamiento a largo plazo, provienen de la misma naturaleza.

Un número de estudios ha indicado que las explosiones volcánicas introducen partículas de polvo de silicatos y gases sulfurosos en la estratosfera; lentamente, estos gases son convertidos en partículas de ácido sulfúrico. Cálculos llevados a cabo por Pollack *et al.* (1976a) mostraron que un aumento atmosférico en ambos tipos de aerosoles, silicatos y ácido sulfúrico conducen a un aumento en el albedo global planetario. Después de la erupción del Monte Agung en marzo-mayo de 1963 se observó un calentamiento de la estratosfera debido principalmente a la absorción de la radiación terrestre ascendente por parte de las partículas añadidas. Sin embargo, más tarde, y durante la mayor parte del período posteruptivo, partículas de aerosol de polvo y ácido sulfúrico, más pequeñas en tamaño, causaron un enfriamiento neto (Pollack *et al.*, 1976a). El efecto neto sobre todas las fases que siguieron a la violenta y masiva erupción volcánica fue entonces un enfriamiento neto de la superficie (Rampino & Self, 1982) (ver apartado 2.1.1). Más aún, recientemente, este enfriamiento ha sido relacionado durante la pasada década de los 90 con El Niño/ Oscilación Sur (ENOS) (Handler & Andsager 1994; Thompson, 1995). Históricamente hablando, esta clase de enfriamiento se ha sentido más fuerte y aun con una gran severidad en tiempos pasados (Rampino *et al.*, 1988; Stothers, 1999; Fei *et al.*, 2007). En tiempos modernos, el más reciente e impactante ejemplo conocido es aquel referido como el "año sin verano", que tomó lugar en 1816 debido a la espectacular erupción del volcán Tambora en Indonesia en abril de 1815 (ver Intermedio B). Relatos interesantes sobre los impactos regionales y globales de esta erupción (social, económico, meteorológico, climatológico, etc.) pueden ser encontrados en Milham (1924), Hoyt (1958), Landsberg

& Albert (1974), Stommel & Stommel (1979), Skeen (1981), Stothers (1984), Vupputuri (1992), Chenoweth (1996), Oppenheimer (2003) y Bodenmann *et al.* (2011). Para una revisión general actualizada de las erupciones volcánicas y sus influencias sobre el clima, ver Eichenlaub (1981) y Robock (2000). Para revisiones modernas de modelización y caracterización de aerosoles estratosféricos, ver Carslaw *et al.* (1997) y Bingen *et al.* (2006) respectivamente. Y para una interesante revisión histórica de la acción de los aerosoles volcánicos sobre la transparencia de la estratosfera en la antigüedad antes del año 1000, y durante el lapso 1671-1881, véanse los trabajos de Stothers (2002, 2007) respectivamente.

1.2 Una primera propuesta teórica para un esquema cuantitativo básico o elemental (1969)

Charlson & Pilat (1969), en una pequeña nota e inspirados por los argumentos presentados por McCormick & Ludwing (1967) y subsiguientemente discutidos por Bryson (1968), en el que se sugirió una tendencia al enfriamiento por actividades humanas, propusieron hace casi cinco décadas cuantificar este efecto de calentamiento-enfriamiento por aerosoles atmosféricos con un primer esquema teórico simple, en el cual se asumió una atmósfera plana justo encima de la superficie terrestre, iluminada por el Sol en el cenit, aproximadamente transparente, delgada, clara (sin nubes), contentiva de una capa uniforme de aerosol absorbente y dispersor. La cantidad de energía absorbida por unidad de superficie, $W_{atmos\text{-}superf}$, en unidad de tiempo por el sistema atmósfera-superficie es la suma de la absorción en la superficie, W_{superf}, y en la atmósfera, W_{atmos}, i.e.

$$W_{atmos\text{-}superf} = W_{superf} + W_{atm} \,. \tag{1}$$

La absorción ocurre cuando la energía radiativa (e.g. del Sol o de la Tierra) entra a una substancia y es convertida en energía interna, cambiando la temperatura de la substancia. La dispersión es la redirección de radiación por aerosoles (y/o moléculas) sin transferencia neta de energía a los aerosoles (y/o moléculas). Cuando un aerosol (y/o molécula) dispersa energía radiante incidente, esta es redirigida simétricamente hacia adelante y hacia atrás (retrodispersión), y también en menor cantidades por los lados. El proceso de dispersión es el producto de combinar los efectos de reflexión, refracción y difracción. La extinción es la acción combinada de la absorción y dispersión.

Las propiedades de ambas, atmósfera y superficie, junto con la Ley de Lambert-Beer, describe la extinción de luz solar incidente sobre el sistema cuando esta pasa a través de la atmósfera (ver nota 6), es decir,

$$W_L = (\downarrow F_{fsc} + \downarrow F_T) = W_o \exp[-(\sigma_{ab} + \sigma_{bsc})L] \,, \qquad (2)$$

donde $\downarrow F_{fsc}$ denota el flujo de luz descendente que llega por dispersión (dispersado hacia abajo o adelante), $\downarrow F_T$ es el flujo de luz que llega por transmisión (que no se absorbe), W_o es el flujo inicial de radiación entrante (original o inicial), σ_{ab} (cm^{-1}, m^{-1} o km^{-1}) es el *coeficiente de extinción* de radiación debido a la absorción (o simplemente *coeficiente de absorción*), σ_{bsc} (cm^{-1}, m^{-1} o km^{-1}) es el coeficiente de extinción de radiación debido a la retrodispersión (hacia atrás) (o simplemente *coeficiente de retrodispersión*), y L (cm, m o km) es el grosor o espesor geométrico atmosférico Estos coeficientes miden la pérdida de radiación debido al correspondiente proceso, por unidad de distancia. Recordando que el uso de la Ley de Lambert-Beer[4]

[4] Para consideraciones históricas sobre esta ley, véanse Pfeiffer & Liebhafsky (1951) y Malinin & Yoe (1961).

es solo permisible para luz monocromática, esta es aplicable aquí para todo el espectro de radiación solar porque Charlson & Pilat (1969) dieron por sentado no solamente una capa uniforme de aerosol, sino también coeficientes de extinción independientes de la longitud de onda (esto es, como si fuera un promedio sobre este espectro). De lo contrario, expresiones diferentes deben ser aplicadas (Lowry, 1980). Adicionalmente se asume implícitamente que solo dispersión simple, mas no múltiple, toma lugar, puesto que en el segundo caso, esta ley ya no es obedecida aun para un promedio como el referido.

Asumiendo efectos no direccionales en la superficie, el balance de radiación dado por la ec. (1) indica que,

$$W_{atmos\cdot superf} = \underbrace{(1 - R_S)W_o \exp[-(\sigma_{ab} + \sigma_{bsc})L]}_{\text{calentamiento superficial}} + \overbrace{W_o[1 - \exp(-\sigma_{ab})L]}^{\text{calentamiento atmosférico}}, \quad (3)$$

donde R_S es el albedo superficial. El calentamiento superficial depende de σ_{ab} y σ_{bsc}, mientras que el calentamiento atmosférico depende solo de σ_{ab}. Luego para un valor dado de σ_{bsc}, y tomando en cuenta que $(1 - R_S) \neq 0$, cualquier aumento en σ_{ab} resulta en un aumento de $W_{atmos\text{-}superf}$. En el caso de aerosol estrictamente noabsorbente, $\sigma_{ab} = 0$, implicando un decrecimiento de $W_{atmos\text{-}superf,}$ porque no hay en absoluto calentamiento atmosférico. El efecto de un aumento transitorio en el aerosol puede causar un aumento o decrecimiento en $W_{atmos\text{-}superf}$ dependiendo de las magnitudes de σ_{ab} y σ_{bsc} y de la magnitud absoluta de σ_{ab}. Así, es posible estimar valores relativos de σ_{ab} y σ_{bsc} para determinar qué proceso prevalece. Como se verá en el apartado 1.6.2 este esquema básico cuantitativo fue usado de una manera ampliada algunos años después por Neumann & Cohen (1972) para estudiar el efecto de la introducción de una o dos capas de materia en suspensión en el calentamiento, por radiación solar directa, del sistema atmósfera-superficie en un cielo claro sin nubes. Este esquema inicial fue criticado posteriormente por Schneider (1971), como será mostrado en

la subsección 1.5, con réplica de Charlson & Pilat (1971). No obstante, antes de este intercambio de crítica-réplica de 1971, un siguiente paso estaba listo para darse en 1970 con relación a la interesante situación hipotética de un efecto de calentamiento-enfriamiento por cambios en la carga de materia suspendida en la atmósfera.

1.3 El siguiente paso en la hipótesis (1970)

Siguiendo la línea de razonamiento anterior, Atwater (1970) demostró que una combinación del cociente de los flujos de absorción y dispersión por aerosol atmosférico y, por reflexión de la radiación solar por parte de la superficie [ec. (13)] determina el signo del cambio en el albedo planetario, y que este cambio resulta en un calentamiento o enfriamiento. Mostró entonces que pequeños cambios en este cociente podrían revertir con el tiempo tal tendencia al calentamiento o enfriamiento.

Para entender su apreciación (y otras), uno debe considerar que el planeta Tierra, como un cuerpo esférico visto desde el espacio, está básicamente en equilibrio radiativo global anualmente (si no lo fuera, el planeta podría calentarse hasta derretirse, o aun explotar, o podría enfriarse hasta congelarse). Bajo estos promedios, el flujo solar entrante W_o, interceptado por la sección transversal de la Tierra (πR_E^2), que penetra dentro de la atmósfera en una fracción $[1 - A]$, donde A es el albedo planetario definido como la fracción de la radiación solar devuelta al espacio, esto es, el "brillo de la Tierra" es la densidad de flujo de radiación solar entrante dado por $F_{ent} = W_o(1 - A)\pi R_E^2$, donde R_E es el radio de la Tierra; por otra parte, la densidad de flujo de radiación infrarroja (IR) emitida al espacio por el planeta es $F_{sal} = 4\pi R_E^2 \sigma T_e^4$, donde σ es la constante de Stefan-Boltzmann y T_e es la temperatura radiativa media o temperatura efectiva (255 K). En tal equilibrio, $\Delta F = F_{ent} - F_{sal} = 0$ y esto implica que

$$(1 - A)(W_o/4) = \sigma T_e^4 . \quad (4)$$

El factor $^1/_4$ en esta ecuación surge al notar que la superficie de una esfera es 4 veces su sección transversal. Sin embargo, Ackerman (1992) expresa con referencia al citado factor que este puede ser interpretado alternativamente si uno considera que para una columna atmosférica sobre tierra, el Sol brilla solamente la mitad de un día y el coseno del ángulo incidente es, en promedio, $^1/_2$ también. De ahí que un cambio ΔA en el albedo planetario debido a un aumento en el aerosol conduzca a la expresión

$$\uparrow F_{fe} = 4\sigma T_{fe}^4 = 4\sigma(T_e + \Delta T_e)^4 = [1 - (A + \Delta A)]W_o , \quad (5)$$

donde T_{fe} es ahora la temperatura radiativa final del nuevo equilibrio debido a un cambio ΔT_e en esa temperatura. Este cambio puede ser positivo o negativo dependiendo si el aerosol produce un efecto de enfriamiento o calentamiento. Si es positivo, $T_{fe} < T_e$; si es negativo, $T_{fe} > T_e$. En términos de densidad de flujo F (en Wm^{-2}), por substracción de $\downarrow F_e$ [= $(1 – A)W_o$] de la ec.(5),

$$\Delta F = \uparrow F_{fe} - \downarrow F_e = - (W_o/4)\ \Delta A = 4\sigma T_e^3 \Delta T_e . \quad (6)$$

El término ΔF es referido como forzamiento radiativo (en la tropopausa), y este depende en este caso del cambio ΔA del albedo planetario debido a la presencia de aerosol adicional en la atmósfera (para W_o constante); de ahí en adelante será referido como el delta-albedo del aerosol (ADA). Es claro que si $\Delta A > 0 \Rightarrow \Delta F < 0$, y el efecto es de enfriamiento (Jacob, 1999). De la ec. (6), el ADA puede ser visto o expresado como el cambio en la densidad de flujo normalizado a $W_o/4$ (= 342 Wm^{-2}) para que haga referencia a una columna atmosférica sobre tierra (y no a la atmósfera completa). Así que el primer problema para Atwater (1970) fue encontrar una expresión específica o explícita para el término $\Delta F/(W_o/4)$ siempre y cuando, en una primera

aproximación, el ADA no solamente dependa de las propiedades de absorción y dispersión del aerosol atmosférico, sino también del albedo superficial R_S.

Problema 1.1. Supongamos que por cualquier causa astronómica (que ahora no viene al caso), la distancia media de la Tierra al Sol aumente en 10^3 km. ¿En qué cantidad debería la humanidad cambiar el albedo global terrestre para que su temperatura de equilibrio de radiación T_e (= 255 K) no se alterase? Si este albedo no se puede cambiar (A = 0.33), entonces, ¿cuál sería la nueva temperatura de equilibrio de la Tierra? Sugerencias: Para la primera pregunta, calcule la constante solar a la nueva distancia y aplíquela en el procedimiento; aplique ec. (4) y $W_o = E_{Sol}(R_{sol}/d_{Tierra\text{-}Sol})^2$, considerando que $d_{Tierra\text{-}Sol} = 150\text{x}10^6$ km, R_{sol} = 695560 km, E_{Sol} = 107050 calorías/(cm^{2}min) y $\sigma = 8.13\text{x}10^{-11}$ calorías/(cm^{2}minK^4).

1.3.1 Estimación del ADA

En el sistema atmósfera-superficie hay varios componentes radiativos subsidiarios del flujo inicial descendente que pueden contribuir al ADA en la tropopausa, causado por la presencia de aerosol extra en combinación con las propiedades radiativas u ópticas de la superficie. Especificando tales componentes, la expresión del ADA podría ser encontrada. En un primer paso, por ejemplo, tenemos la dispersión hacia atrás o ascendente $\uparrow F_{a\text{-}e,sc}$ que alcanza la tropopausa proveniente de la radiación y que va descendiendo dentro de la atmósfera [normalizado a $(W_o/4)$], causado por el aerosol extra. Es evidente que si la superficie no es reflectante (R_S = 0), nada del flujo transmitido que alcanza la superficie será devuelto a la atmósfera y $\uparrow F_{a\text{-}e,sc}$ será la única componente contribuyente al ADA tal que $\Delta A = \uparrow F_{a\text{-}e,sc}$. Pero cuando la superficie es reflectante, lo cual es una situación realista, $0 < R_S < 1$ y ΔA será diferente, como se mostrará más adelante [ec. (12)]; luego habrá una componente ascendente adicional proveniente de la interacción con la superficie que será dispersada otra vez.

Si uno asume que la introducción de aerosol adicional no altera las características de la absorción y dispersión de los constituyentes originales, es decir, no hay reacciones químicas ni otros procesos físicos, el flujo recibido en la superficie es $\downarrow F_{a\text{-}e} = 1 - (F_{m,ab} + \uparrow F_{m,sc}) - (F_{a\text{-}e,ab} + \uparrow F_{a\text{-}e,sc})$; el término $(F_{m,ab} + \uparrow F_{m,sc})$ es lo que no llega por extinción del medio sin aerosol extra, y el término $(F_{a\text{-}e,ab} + \uparrow F_{a\text{-}e,sc})$ es lo propio pero con el aerosol extra. Si lo que llega a la superficie, por acción del medio sin aerosol, lo denotamos por $\downarrow F_m = 1 - (F_{m,ab} + \uparrow F_{m,sc})$ entonces, $\downarrow F_{a\text{-}e} - \downarrow F_m = -(F_{a\text{-}e,ab} + \uparrow F_{a\text{-}e,sc})$. El cambio en el flujo radiativo reflejado por la superficie $\uparrow \Delta F_{r\text{-}s}$ (normalizado a un cuarto de la radiación solar incidente) puede ser representado por una expresión de la forma

$$\uparrow \Delta F_{r\text{-}s} = R_S \downarrow F_{a\text{-}e} - R_S \downarrow F_m = R_S(\downarrow F_{a\text{-}e} - \downarrow F_m) , \qquad (7)$$

donde $\downarrow F_{a\text{-}e}$ es el flujo normalizado recibido en la superficie en presencia del aerosol atmosférico adicional, y $\downarrow F_m$ es el flujo normalizado recibido en la superficie en ausencia de estas partículas extra. Es muy importante notar que como flujos normalizados, $\downarrow F_{a\text{-}e}$ y $\downarrow F_m$ representan fracciones de flujos transmitidos y están obviamente relacionados con la remoción de radiación atmosférica. Estos son siempre constantes en la medida en que la condición asumida anteriormente se cumpla. En otras palabras, lo anterior, de alguna manera e indirectamente, da información sobre las propiedades ópticas del medio (o de su transmisión). Entonces, debido a la absorción y dispersión atmosférica, $\downarrow F_{a\text{-}e}$ es dado por

$$\downarrow F_{a\text{-}e} = \downarrow F_m - (F_{a\text{-}e,ab} + \uparrow F_{a\text{-}e,sc}) . \qquad (8)$$

Pero $\downarrow F_m$ es precisamente,

$$\downarrow F_m = 1 - (F_{m,ab} + \uparrow F_{m,sc}) . \qquad (9)$$

En estas ecuaciones $F_{a\text{-}e,ab}$ y $\uparrow F_{a\text{-}e,sc}$ son las fracciones de flujos extinguidos por las partículas extra debido la absorción y dispersión ascendente respectivamente, y $F_{m,ab}$ y $\uparrow F_{m,sc}$, reiteramos, son los flujos fraccionales extinguidos por la atmósfera, sin la inclusión de partículas extra, debido a la absorción y dispersión ascendente, respectivamente. Enfatizamos en que para entender estas dos últimas ecuaciones hay que notar que en esta atmósfera no-perturbada, el factor $(F_{m,ab}+\uparrow F_{m,sc})$ representa esa fracción que, por absorción y retrodispersión, no alcanza la superficie; de ahí que el factor $[1 - (F_{m,ab} + \uparrow F_{m,sc})]$ es la porción transmitida. El término $(F_{a\text{-}e,ab} + \uparrow F_{a\text{-}e,sc})$ representa aquella fracción que, por absorción y retrodispersión, no alcanza la superficie en una atmósfera perturbada por aerosol extra.

Así, el término $(\downarrow F_{a\text{-}e} - \downarrow F_{m})$ de la ec. (7), puede ser definido como la fracción de la diferencia del flujo extinguido por las partículas adicionales debido a la absorción y dispersión $F_{a\text{-}e,ab}$ y $\uparrow F_{a\text{-}e,sc}$ de estas en su camino hacia abajo rumbo a la superficie, a través del aerosol. Por lo tanto queda claro que, a partir de las ecs. (7) - (9),

$$\uparrow \Delta F_{r\text{-}s} = R_S(\downarrow F_{a\text{-}e} - \downarrow F_{m}) = -R_S(F_{a\text{-}e,ab} + \uparrow F_{a\text{-}e,sc}) \ . \qquad (10)$$

[Evidentemente, $(\downarrow F_{a\text{-}e} - \downarrow F_{m}) + (F_{a\text{-}e,ab} + \uparrow F_{a\text{-}e,sc}) = 0$]. En ausencia de otros efectos atmosféricos sobre los flujos, esta ecuación representaría la contribución al ADA debido a la reflexión de la superficie. Sin embargo, estos flujos reflejados de radiación que ascienden serán extinguidos nuevamente por el correspondiente medio debido a la dispersión hacia abajo o retrodispersión y absorción (aspecto que no fue considerado por Charlson & Pilat en su trabajo inicial de 1969).

Luego la fracción F_R, removida por estos procesos, después de esta segunda extinción, dada la interpretación prescrita anteriormente para $\downarrow F_{a\text{-}e}$

como una manifestación de las propiedades y transmisión del medio, se reduce a una fracción de $\uparrow\Delta F_{\text{r-s}}$ [ec. (7)] por un factor $\downarrow F_{\text{a-e}}$, es decir, $F_{\text{R}} = \uparrow\Delta F_{\text{r-s}}\downarrow F_{\text{a-e}}$. De esta manera, la fracción en la tropopausa es ahora ($\uparrow\Delta F_{\text{r-s}} - F_{\text{R}}$). Por tanto, asumiendo que la radiación retrodispersada a la superficie no es reflejada por segunda vez, el ADA es el resultado final de la suma algebraica de tres componentes; nominalmente, $\uparrow F_{\text{a-e,sc}}$ y ($\uparrow\Delta F_{\text{r-s}} - F_{\text{R}}$) en el tope de la troposfera; entonces, tal ADA, en vista de la ec. (10), se especifica por

$$\Delta A = \uparrow F_{\text{a-e,sc}} + (\uparrow\Delta F_{\text{r-s}} - \uparrow\Delta F_{\text{r-s}}\downarrow F_{\text{a-e}}) = \uparrow F_{\text{a-e,sc}} + \uparrow\Delta F_{\text{r-s}}(1 - \downarrow F_{\text{a-e}}) \Rightarrow$$

$$\Delta A = \uparrow F_{\text{a-e,sc}} - R_S(F_{\text{a-e,ab}} + \uparrow F_{\text{a-e,sc}})\,(1 + \downarrow F_{\text{a-e}})\,. \tag{11}$$

Note que la segunda precitada suposición hecha por Atwater (1970) tiene el efecto de evitar términos de segundo orden o mayores en el albedo superficial [este punto, criticado por Mitchell (1971), será considerado en algún detalle en el apartado 1.4.7, brevemente en la sección 1.6 y en gran detalle en la sección 3.1].

Hasta aquí, este esquema histórico muy simple ha sido construido sobre un balance básico de energía radiante entre fracciones de flujos (transmitidos y extinguidos), pero en su esencia contiene un crucial criterio que permite reconocer cuándo un calentamiento o enfriamiento podría esperarse en la atmósfera, desencadenado por aerosol extra. Este criterio es introducido por Atwater (1970) a través del llamado *cociente-equilibrio*, el cual es considerado en el siguiente apartado.

1.3.2 El papel esencial del cociente-equilibrio en el dilema enfriamiento-calentamiento

Atwater (1970) definió el cociente-equilibrio como el cociente entre la absorción y la retrodispersión generado por el aerosol extra, con $\Delta A = 0$, o sea, en equilibrio (sin enfriamiento y calentamiento); en

símbolos, este es $[(F_{a\text{-}e,ab}/{\uparrow}F_{a\text{-}e,sc})_{\Delta A=0}]$. La evaluación de este cociente depende de los límites extremos de ${\downarrow}F_{a\text{-}e}$ (= 0, 1). En tal equilibrio, aplicando la ec. (11), este cociente puede ser escrito así:

$$(F_{a\text{-}e,ab}/{\uparrow}F_{a\text{-}e,sc})_{\Delta A=0} = [1 - R_S(1 + {\downarrow}F_{a\text{-}e})] \,/\, [R_S(1 + {\downarrow}F_{a\text{-}e})] \,,\; 0 < R_S \leq 1 \,. \qquad (12)$$

Y, según los límites extremos que les son dados a ${\downarrow}F_{a\text{-}e}$, este fluctúa de acuerdo con

$$[(1 - 2R_S)/2R_S]_{{\downarrow}Fa\text{-}e=1} \leq (F_{a\text{-}e,ab}/{\uparrow}F_{a\text{-}e,sc})_{\Delta A=0} \leq [(1 - R_S)/R_S]_{{\downarrow}Fa\text{-}e=0} \,. \qquad (13)$$

Problema 1.2. A partir de la ec. (11), deduzca las ecs. (12) - (13).

Cuando ${\downarrow}F_{a\text{-}e} \rightarrow 0$, hay una fuerte extinción del aerosol extra; cuando ${\downarrow}F_{a\text{-}e} \rightarrow 1$, hay una débil extinción por parte de este. Luego en el esquema de Atwater, los valores del cociente absorción/retrodispersión que exceden al cociente equilibrio producen un ADA negativo, resultando en un forzamiento positivo [ec. (6)] y en una temperatura efectiva de equilibrio más alta, de acuerdo con la ec. (5). Valores del cociente absorción/retrodispersión que estén por debajo del cociente equilibrio resultan en valores más bajos de esta temperatura. Una fuerte extinción, no obstante, se acepta hasta cierto punto, puesto que esta puede invalidar la suposición usada en la derivación de ADA dada por Atwater (1970). El límite más bajo (límite superior en ${\downarrow}F_{a\text{-}e}$ cuando este es igual a la unidad) en la expresión (13) no es estrictamente aplicable, puesto que un valor negativo del cociente absorción/retrodispersión no tiene sentido físico (figura 2); por ejemplo, para ${\downarrow}F_{a\text{-}e} = 1$ si $0.5 < R_S \leq 1$, $(F_{a\text{-}e,ab}/{\uparrow}F_{a\text{-}e,sc})_{\Delta A=0} < 0$. Un cociente equilibrio negativo indica que este no es posible. El cociente $(F_{a\text{-}e,ab}/{\uparrow}F_{a\text{-}e,sc})$ es el predecesor o parámetro precursor de otro que será posteriormente conocido como parámetro de simple dispersión. El lector es referido a la figura 2 (que es la misma del artículo de Atwater) para detalles adicionales y discusión complementaria sobre los resultados de

este cociente, el cual es dado como función del albedo superficial. Esta fue obtenida por Atwater con valores numéricos dados a los diferentes parámetros y variables tomados de Robinson (1963) y Lettau & Lettau (1969). En esta figura se muestran dos curvas, una para extinción débil y otra para extinción fuerte. Las zonas de enfriamiento y de calentamiento también son mostradas.

Problema 1.3. La energía neta emitida por el sistema atmósfera-superficie en el IR es, por definición, la diferencia entre la radiación emitida por la superficie y la contrarradiación que viene de la atmósfera. Si la emitida es de 0.345 ly/min y la emitida por la superficie es de 0.150 ly/min, ¿cuánto vale la contrarradiación?

1.4 Mejorando el enfoque y profundizando el conocimiento teórico (1971)

Al año siguiente de la publicación de Atwater, en un trabajo más completo y extenso, Mitchell (1971), considerando el efecto del aerosol sobre el sistema atmósfera-superficie, particularmente al que se refiere con la temperatura cerca del suelo, generalizó el cociente de Atwater [ec. (12)], vía ecuación de Charlson & Pilat [dada por la ec. (3)]. Tomó en cuenta el calentamiento adicional de la superficie y de la atmósfera debido a aquella porción de la radiación solar incidente reflejada por la superficie y subsecuentemente retrodispersada de nuevo hacia ella por el aerosol extra [como fue inicialmente considerado por Atwater (1970)]. Veamos esto en detalle.

1.4.1 El calentamiento de la superficie

El calentamiento superficial, denominado aquí por F_{S+L}, fue desdoblado por Mitchell (1971) en dos partes: una fracción f_Q de este que corresponde al calor sensible F_S ($=f_Q F_{S+L}$) y la otra fracción restante ($1 - f_Q$) que corresponde al "calor latente" F_L [$= (1-f_Q)F_{S+L}$]. La superficie terrestre puede ser seca,

húmeda o de ambos tipos. El calor sensible se refiere a la energía que se va en calentar estrictamente la superficie, o sea, en elevar su temperatura; el calor latente se refiere a la energía que se va en producir cambios de fase sobre la superficie, por ejemplo, evaporación o sublimación de substancias sobre ella (e.g. agua). Veamos primero la expresión de F_{S+L}.

En términos de la radiación solar entrante y de aquella reflejada por la superficie, subsecuentemente retrodispersada otra vez, el calentamiento superficial es dado por:

$$F_{S+L} = W_o(1-R_S)\exp[-(\sigma_{ab}+\sigma_{bsc})L'] + W_o R_S \exp[-(\sigma_{ab}+\sigma_{bsc})L'] [1-\exp(-f_{bsc}\sigma_{bsc}L')](1-R_S). \quad (14)$$

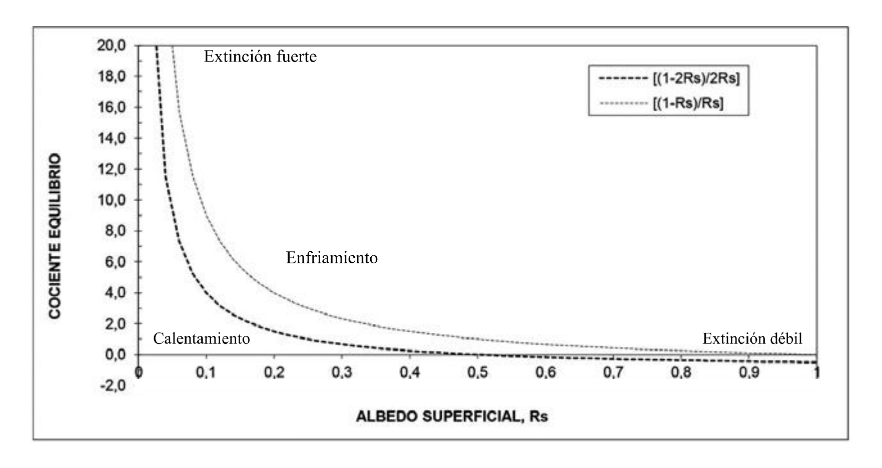


FIGURA 2. Cociente-equilibrio como función del albedo superficial y cociente absorción/retrodispersión para aerosoles atmosféricos de acuerdo con el modelo inicial de Atwater (1970) [ec. (13)]. Ambas, extinción fuerte (curva superior) y débil (curva inferior) están indicadas, así como también las zonas de enfriamiento y calentamiento. Note que para la curva de extinción débil, $[(1 - 2R_S)/2R_S]$, el cociente equilibrio no tiene significado físico para $x_S \geq 0.5$, ya que da resultados negativos

En esta ecuación, f_{bsc} es un factor constante, el cual, multiplicado por σ_{bsc} (recordemos que por su definición en la subsección 1.2, σ_{bsc} es el coeficiente de retrodispersión total atribuido al aerosol) da cuenta de lo retrodispersado hacia abajo por la radiación reflejada por la superficie que asciende y que escapa a través del tope de la capa de aerosol (cuyo espesor L se relacionará con L' en breve). La radiación, cuando desciende, puede ser dispersada hacia arriba (σ_{bsc}), pero cuando va subiendo (por reflexión de la superficie) puede ser dispersada hacia abajo (f_{bsc}) tal que $\sigma_{bsc} \neq f_{bsc}$. El factor combinado $\sigma_{bsc} f_{bsc}$ viene a ser una especie de coeficiente de "retroretrodispersión" (hacia adelante, bajando); en este caso, el coeficiente de dispersión hacia adelante bajando, es el de retroretrodispersión y sería $\sigma_{fsc} = \sigma_{bsc} f_{bsc}$.

El primer término del lado derecho de la ec (14), representa el calentamiento de la superficie por la radiación solar incidente [el mismo dado por Charlson & Pilat (1969), ec. (3)]; sin embargo, el segundo término, no dado por ellos, es precisamente aquel que representa el calentamiento debido a la retrodispersión hacia abajo por parte del aerosol. El término $\{W_o R_S \exp[-(\sigma_{ab}+\sigma_{bsc})L']\}$ representa el flujo no absorbido por la superficie y reflejado hacia la atmósfera; parte de él es retrodispersado de vuelta hacia la superficie por una fracción [exp $(f_{bsc}\sigma_{bsc}L')$]. Luego, la parte trasmitida que llega a la superficie es $[1 - \exp(-f_{bsc}\sigma_{bsc}L')]$, la cual es parcialmente reabsorbida por la superficie en una fracción igual a $(1 - R_S)$.

1.4.2 El calentamiento adicional de la atmósfera

De igual manera, el calentamiento atmosférico F_A es expresado bajo dos términos, es decir,

$$F_A = W_o[1-\exp(-\sigma_{ab}L')] + W_o\exp[-(\sigma_{ab}+\sigma_{bsc})L']R_S\exp[-f_{bsc}\sigma_{bsc}L'] [1-\exp(-\sigma_{ab}L')] \, . \qquad (15)$$

Aquí, el primer término de la derecha, igual que en el artículo de Charlson & Pilat, representa el calentamiento del aire por la radiación solar, absorbida por el aerosol en su camino atmósfera abajo, a través de la capa de aerosol, hacia la superficie. El segundo término representa el calentamiento adicional de la atmósfera por la radiación solar, reflejada hacia arriba pero absorbida por el aerosol en su segundo pasaje a través de este. En detalle, el factor $\{W_o \exp[-(\sigma_{ab}+\sigma_{bsc})L'] R_S \exp[-f_{bsc}\sigma_{bsc}L']\}$ representa el flujo remanente no absorbido por la superficie, o sea, reflejada de regreso a la atmósfera, pero que es retrodispersada hacia abajo; así, parte de ella es absorbida por el medio, en una fracción dada por $[1-\exp(-\sigma_{ab}L')]$. Recordando que L es el espesor geométrico, el autor en referencia introduce una longitud L' asociada con un camino promedio ajustado a un ángulo cenital solar promedio, para una latitud, estación y período diurno específicos tal que $\sigma_{ab}' = \sigma_{ab}L'$ y $\sigma_{bsc}' = \sigma_{bsc}L'$ [la forma de estos términos son ampliamente conocidos ahora como espesores o profundidades ópticas (adimensionales), designados más adelante con el símbolo genérico δ].

1.4.3 Una suposición razonable

Ahora bien, si la atmósfera es ópticamente fina o delgada en cuanto a la absorción y retrodispersión del aerosol se refiere, las ecs. (14) y (15) pueden ser linealizadas por aplicación de la aproximación $\exp(-\sigma_{ab}') \cong 1 - \sigma_{ab}'$, y en la misma manera para $\exp(-\sigma_{bsc}')$. Despreciando términos de segundo orden en σ_{ab}' y σ_{bsc}', y términos cruzados entre estos dos últimos, las ecs. (14) y (15) respectivamente, se reducen a

$$F_{S+L} = W_o(1 - R_S)(1 - \sigma_{ab}' - \sigma_{bsc}' + R_S f_{bsc}\sigma_{bsc}'), \qquad (16)$$

$$F_A = W_o(1 + R_S)\,\sigma_{ab}'. \qquad (17)$$

Problema 1.4. Linealice las ecs. (14) - (15), haciendo las aproximaciones justo arriba indicadas, y obtenga las ecs. (16) - (17).

1.4.4 Inclusión de los calores latente y sensible superficiales en el forzamiento

Considerando el parámetro f_Q, conocido como el índice de calor sensible (ver apéndice 2 para su definición), este depende solamente de la evaporación de la superficie (despreciando la advección y los efectos de almacenamiento en el balance local de calor), tal que $0 < f_Q < 1$; este es constante para una localidad dada, época del año, tipo de superficie y disponibilidad de humedad de la superficie. Este parámetro indica qué fracción de la ec. (16) se va en calor sensible y qué fracción $(1 - f_Q)$ se va en calor latente. Aplicando las ecs. (16) y (17) a una atmósfera de referencia en la cual todavía no se ha añadido aerosol, esto es, $\sigma_{ab}' = 0$ y $\sigma_{bsc}' = 0$, el FRD correspondiente a cada una de los tres elementos del balance de calor son encontrados substrayéndolas de las otras. En términos matemáticos, tomando en cuenta los factores f_Q y $(1 - f_Q)$, esto quiere decir que

$$\Delta F_S = -W_o f_Q(1 - R_S)(\sigma_{ab}' + \sigma_{bsc}' - R_S f_{bsc}\sigma_{bsc}'), \tag{18}$$

$$\Delta F_L = -W_o(1 - f_Q)(1 - R_S)(\sigma_{ab}' + \sigma_{bsc}' - R_S f_{bsc}\sigma_{bsc}'), \tag{19}$$

$$\Delta F_A = W_o(1 + R_S)\sigma_{ab}' . \tag{20}$$

Aplicando estas ecuaciones, normalizadas a W_o, y haciendo énfasis en el efecto neto del calor sensible $(\Delta F_S + \Delta F_A)$ cerca del suelo, Mitchell (1971) procedió a hacer una evaluación del efecto de un aerosol particular en el balance de radiación, tipificado por diferentes valores de σ_{bsc}' $(0 \le \sigma_{bsc}' \le 0.2)$, y diferentes valores de f_Q y R_S (áreas urbanas, áreas verdes y océanos), como

función de σ_{ab}' con $f_{bsc} = 1$. En este punto, el autor consideró el efecto cerca del suelo debido a la altitud del aerosol, así que introdujo un parámetro adicional f_a $(0 \leq f_a \leq 1)$, el cual afecta solamente a ΔF_A, definido como la fracción del aerosol contenido en capas atmosféricas por debajo de una cierta altitud crítica. Esta altitud crítica se define como la altitud máxima diurna a la cual el aire está convectivamente en comunicación activa con la superficie terrestre (Young, 1988). Para aerosol estratosférico, un valor de $f_a = 0$ es propuesto; para aerosol totalmente troposférico, un valor promedio tentativo de $f_a = 0.75$ es aceptable, y para aerosol troposférico bajo, $f_a = 1$. En estas circunstancias,

$$\Delta F_{S+A} = \Delta F_S + f_a \Delta F_A \, . \qquad (21)$$

Usando las ecs. (18) y (20) en la ecuación anterior,

$$\Delta F_{S+A} = W_o f_a (1 + R_S)\sigma_{ab}' - W_o f_Q (1 - R_S)(\sigma_{ab}' + \sigma_{bsc}' - R_S f_{bsc} \sigma_{bsc}') \, . \qquad (22)$$

1.4.5 El cociente-crítico y un cociente-equilibrio extensivo para presumir un efecto de calentamiento o de enfriamiento

En el caso de que $\Delta F_{S+A} = 0$, el cociente $(\sigma_{ab}'/\sigma_{bsc}')$ es definido por Mitchell (1971) como el *cociente-crítico* [en símbolos $(\sigma_{ab}'/\sigma_{bsc}')_o$]. Resolviendo la ec. (22) con esta condición, este cociente-crítico viene dado por

$$(\sigma_{ab}'/\sigma_{bsc}')_o = f_Q (1 - R_S)(1 - f_{bsc} R_S) \, / \, [f_a (1 + R_S) - f_Q (1 - R_S)] \, . \qquad (23)$$

Note que para la condición especial en la cual $f_Q = f_a = f_{bsc} = 1$, entonces $(\sigma_{ab}'/\sigma_{bsc}')_o = (1 - R_S)^2 / 2R_S$; despreciando términos de segundo orden en R_S, la ec. (23) se reduce a la ec. (13) cuando $\downarrow F_{a\text{-}e} = 1$ (débil extinción del aerosol). Como un todo, el cambio neto en la energía solar absorbida

por el sistema atmósfera-superficie local es la suma de los tres efectos del calentamiento por el aerosol, dados por las ecs. (18)-(20),

$$\Delta F = \Delta F_S + \Delta F_L + \Delta F_A \ . \tag{24}$$

En este punto, el ADA puede ser encontrado por aplicación de la ec. (6),

$$\Delta A = -4\Delta F \,/\, W_o = 4[(1 - R_S)(1 - f_{bsc}R_S)\sigma_{bsc}' - 2R_S\sigma_{ab}'] \ . \tag{25}$$

En este caso, la relación que da el cociente-equilibrio, es

$$(\sigma_{ab}'/\sigma_{bsc}')_{\Delta A=0} = [(1 - R_S)(1 - f_{bsc}R_S)] \,/\, 2R_S \ . \tag{26}$$

De nuevo, escogiendo $f_{bsc} = 1$, y despreciando los términos de segundo orden en R_S, la ec. (26) se reduce a la expresión derivada por Atwater (1970) para un aerosol ópticamente fino o delgado. Note también que si, en adición, $f_Q = f_a = 1$, esta última ecuación es un caso especial de la ec. (23). Es muy importante advertir que hay una diferencia entre el cociente $(\sigma_{ab}'/\sigma_{bsc}')_o$ y el cociente $(\sigma_{ab}'/\sigma_{bsc}')_{\Delta A=0}$, claramente diferenciados por sus correspondientes subíndices en los paréntesis. El primero [ec. (23)] designa solamente la situación de equilibrio producida por el efecto neto de calentamiento sensible ($\Delta F_{S+A} = \Delta F_S + f_a\Delta F_A$) con relación a un efecto del aerosol cerca de la superficie terrestre; el segundo [ec. (26)] toma en cuenta este efecto más el efecto de calentamiento superficial por el calor latente (tal que $\Delta F = \Delta F_S + \Delta F_L + \Delta F_A$), con relación a un cambio del albedo local o regional del sistema atmósfera-superficie. Por consiguiente, dependiendo de qué efecto esté siendo considerado, el efecto calentamiento-enfriamiento es analizado por Mitchell (1971).

La ec. (23) debida a Mitchell (1971) muestra por primera vez, en el desarrollo y evolución histórica del formulismo matemático relacionado

con el efecto de calentamiento-enfriamiento del aire por aerosoles atmosféricos, la conexión existente entre las propiedades ópticas de las partículas (σ'_{ab} y σ'_{bsc}), las propiedades ópticas de la superficie (R_S) con las condiciones meteorológicas del ambiente (f_Q y f_a).

Problema 1.5. Muestre que para la condición especial en la cual $f_Q = f_a = f_{bsc} = 1$, entonces $(\sigma_{ab}'/\sigma_{bsc}')_o = (1 - R_S)^2 / 2R_S$; y que despreciando términos de segundo orden en R_S, la ec. (23) se reduce a la ec. (13) cuando $\downarrow F_{a\text{-}e} = 1$ (débil extinción del aerosol).

1.4.6 Efecto de las partículas cerca de la superficie terrestre

La condición $\Delta F_{S+A} = 0$ puede ser el resultado de combinar diferentes absorciones, retrodispersiones y altitudes del aerosol, lo cual puede llevar a un efecto de calentamiento o a un efecto de enfriamiento cerca de la superficie. Sin embargo, al aplicar las ecs. (22) y (23), uno debe tener en mente que aunque la ec. (23) es independiente de las magnitudes absolutas de la absorción y la retrodispersión, ninguna de estas últimas puede ser tan grande como para invalidar la suposición de un aerosol ópticamente delgado que subyace en el modelo de Mitchell. Cocientes realistas más grandes que el cociente-crítico están asociados con calentamiento neto de la vecindad de la superficie terrestre y cocientes más pequeños están asociados con un enfriamiento neto. En la eventualidad de que la ec. (23) produzca valores negativos de $(\sigma_{ab}'/\sigma_{bsc}')_o$, la condición $\Delta F_{S+A} = 0$ no puede ser satisfecha y el efecto del aerosol cerca de la superficie es incondicionalmente de enfriamiento. El procedimiento para examinar las implicaciones de la ec. (23) puede ser hecho desde diferentes puntos de vista, dado el número de variables involucradas en ella. Mitchell (1971), en particular, asumió dos de ellas, discutidas en detalle en su trabajo. Brevemente, y en primer lugar, para diferentes valores de $(\sigma_{ab}'/\sigma_{bsc}')_o$ (= 0.05, 0.1, 0.2, 0.4, 1.0, 2.0 y 10.0), con $f_{bsc} = 1$ y dos valores de

f_a = 1, 0.75 para aerosol troposférico, él corrió su modelo para f_Q como función de R_S (ver su figura 6). En segundo lugar, para diferentes valores de R_S y f_Q (por pares) [e.g. campos nevados (0.70, 0.09), océanos a latitudes medias (0.08, 0.09), bosques (0.16, 0.30), praderas/campos de cultivo en estación cálida (0.20, 0.40), desiertos (0.30, 0.95) y áreas urbanas (0.20, 0.80)], con f_{bsc} = 1, él corrió su modelo para la variable $(\sigma_{ab}'/\sigma_{bsc}')_o$ como función de f_a (ver su figura 7). De esta manera, él pudo discutir cuándo un enfriamiento o calentamiento cerca de la superficie terrestre podría presumiblemente aparecer para diferentes escenarios y condiciones. La tabla 1, adaptada de su artículo, despliega una serie de valores de $(\sigma_{ab}'/\sigma_{bsc}')_o$ para diferentes valores de los parámetros indicados en ella, en particular para tres valores diferentes de f_{bsc} (= 2.0, 1.0, 0.5).

TABLA 1. Valores del cociente-crítico $[(\sigma_{ab}'/\sigma_{bsc}')_o]$ para diferentes: valores del albedo superficial (R_S); fracciones correspondientes al calor sensible (f_Q); fracciones de aerosol contenido en capas atmosféricas por debajo de una cierta altitud crítica (f_a); constantes que dan cuenta de la retrodispersión descendiente del aerosol de la radiación reflejada por la superficie (f_{bsc}), calculados por Mitchell (1971) [ec.(23)]

		f_a=1.0			f_a=0.75		
Tipos de superficie	(R_S, f_Q)	f_{bsc}=2.0	f_{bsc}=1.0	f_{bsc}=0.5	f_{bsc}=2.0	f_{bsc}=1.0	f_{bsc}=0.5
Áreas urbanas	(0.20, 0.80)	0.68	0.91	1.03	1.48	1.97	2.21
Desiertos	(0.30, 0.95)	0.42	0.74	0.89	0.86	1.50	1.82
Praderas y pastizales (estación cálida)	(0.20, 0.40)	0.26	0.29	0.33	0.39	0.44	0.50
Bosques	(0.16, 0.30)	0.19	0.23	0.26	0.28	0.34	0.38
Océanos (latitudes medias)	(0.08, 0.09)	0.07	0.08	0.08	0.10	0.10	0.11
Campos nevados (estables)	(0.70, 0.09)	-	< 0.01	0.01	-	< 0.01	0.01

A partir de sus cálculos se puede inferir que para áreas urbanas y desiertos, por ejemplo, la distinción entre un aerosol que produce un calentamiento a nivel de la superficie o un enfriamiento a ese nivel, depende de si el cociente absorción/retrodispersión es respectivamente más grande o más pequeño que la unidad, aproximadamente. En el caso de áreas verdes, esta distinción depende de si este cociente excede un valor del orden de 0.2-0.4. En el caso de los océanos u otras superficies acuáticas extensas, el cociente apropiado es solamente de 0.1 aproximadamente, mientras que en el caso de campos de nieve, este es tan pequeño como 0.01.

1.4.7 Efecto de las partículas sobre el albedo del sistema atmósfera-superficie regional o local

Este efecto es dado por la ec. (26). Los resultados son presentados en la tabla 2 para tres valores diferentes de f_{bsc} (= 2.0, 1.0, 0.5), y diferentes valores de R_S correspondientes a seis tipos diferentes de superficies como se indica en esta tabla.

TABLA 2. Valores del cociente-equilibrio $(\sigma_{ab}'/\sigma_{bsc}')_{\Delta A=0}$, derivados por Mitchell (1971), para diversas superficies y valores seleccionados de f_{bsc} aplicables a condiciones reales atmosféricas, susceptibles de una improbable variación de la unidad como cualquiera de los casos extremos mostrados aquí [ver ec. (26)]

Tipos de superficie	Albedo superficial (R_s)	f_{bsc}=2.0	f_{bsc}=1.0	f_{bsc}=0.5
Áreas urbanas	0.20	1.2	1.6	1.8
Desiertos	0.30	0.5	0.8	1.0
Praderas y pastizales (estación cálida)	0.20	1.2	1.6	1.8
Bosques	0.16	1.8	2.2	2.4
Océanos (latitudes medias)	0.08	4.8	5.2	5.5
Campos nevados (estables)	0.70	0	< 0.1	0.1

En aquella época, Mitchell (1971) tuvo que admitir la ausencia de valores realistas medidos para σ_{ab}’ y σ_{bsc}’ como para validar sus cálculos. No obstante, su contribución dejó abierta la cuestión desde un punto de vista teórico. Por ejemplo, se puede ver de la tabla anterior, excepto para campos nevados y quizá para desiertos, que si (σ_{ab}’/σ_{bsc}’) no es más grande que la unidad, entonces (σ_{ab}’/σ_{bsc}’) < (σ_{ab}’/σ_{bsc}’)$_{\Delta A=0}$. Consecuentemente, el efecto de un aumento en el albedo planetario, conducente a un efecto de enfriamiento, es casi universal. Por el contrario, si se asume que (σ_{ab}’/σ_{bsc}’) es modestamente mayor que la unidad (i.e. aproximadamente 2 o mayor), se puede inferir de esta tabla que, excepto sobre océanos, el efecto es de disminución por todas partes del albedo local o regional que conduce a un efecto de calentamiento en los continentes. Al comparar su modelo con aquel de Atwater (1970), él hizo una crítica llamando la atención de la debilidad de tal modelo. Cálculos simples muestran que al comparar el lado izquierdo de la ec. (13) con la ec. (26), los resultados comienzan a divergir apreciablemente cuando $R_S > 0.2$; para $R_S \cong 0.5$, el cociente equilibrio final tiende a cero. Para $0.5 < R_S \leq 1$, este da negativo indicando un resultado sin sentido físico como fue reconocido por Atwater (véase la figura 2). Esto último es el resultado de haber despreciado términos de segundo orden en R_S. Ahora es posible entender y ver claramente en este contexto por qué el modelo de Atwater, cuando $\downarrow F_{a\text{-}e} \rightarrow 1$ (extinción débil del aerosol), es tolerable solamente para valores restringidos de R_S limitados a aquellas superficies con baja capacidad de reflexión; en otras palabras, con bajos albedos ($0 < R_S < 0.2$). Esta situación es completamente diferente de la ec. (13) cuando $\downarrow F_{a\text{-}e} \rightarrow 0$ (extinción fuerte del aerosol), como se mostrará en la siguiente subsección.

1.5 Una aproximación equivalente y contribución complementaria influyente (1971)

Por aquella época, Ensor *et al.* (1971) [trabajando con Pilat & Charlson (y también con W.V. Porch)] regresaron a la propuesta de Pilat & Charlson de 1969, y encontraron, basados en el ec. (3), un criterio simple y algo similar al lado derecho de la expresión (13) al considerar la atmósfera ópticamente delgada respecto de la absorción y retrodispersión del aerosol contenida en ella. De acuerdo con Ensor y colaboradores, este criterio sería una estimación rápida pero gruesa del cociente-crítico en comparación con aquel propuesto, de una manera más sofisticada, por Mitchell (1971).

1.5.1 Una estimación opcional rápida del cociente-crítico

Bajo la condición anterior, $\sigma_{ab}L$ y $\sigma_{bsc}L$ son mucho menores que la unidad y los términos exponenciales en la ec. (3) pueden aproximadamente ser linealizados a $\exp(-\sigma_{ab}L) \approx 1 - \sigma_{ab}L$ y $\exp[-(\sigma_{bsc} + \sigma_{ab}) L) \approx 1 - (\sigma_{bsc} + \sigma_{ab}) L$ (como hizo Mitchell) tal que la ec. (3) es:

$$W \approx (1 - R_S)W_o - (1 - R_S)W_o(\sigma_{ab} + \sigma_{bsc})L + W_o\sigma_{ab}L \,. \qquad (27)$$

De esta ecuación,

$$\Delta W_{atmos\text{-}superf} = W_{atmos\text{-}superf} - [(1 - R_S)W_o] = -(1 - R_S)W_o(\sigma_{ab} + \sigma_{bsc})L + W_o\sigma_{ab}L. \qquad (28)$$

Para $\Delta W_{atmos\text{-}superf} = 0$, el cociente-crítico es

$$(\sigma_{ab}/\sigma_{bsc})_{\Delta W=0} - [(1 - R_S)/R_S] \begin{array}{l} > 0 \text{ (calentamieto)} \\ = 0 \text{ (equilibrio).} \\ < 0 \text{ (enfriamiento)} \end{array} \qquad (29)$$

Si este cociente es más grande que $[(1 - R_S)/R_S]$, eso implica aumento de energía o calentamiento, igual a $[(1 - R_S)/R_S]$, y también que no hay cambio en la energía con un aumento del aerosol; menor que $[(1 - R_S)/R_S]$, implica una disminución de la energía o enfriamiento con un aumento del aerosol. En la tabla 3 se ilustra con una comparación la diferencia entre los valores del cociente-crítico del modelo de Mitchell y el modelo de Ensor y colaboradores.

TABLA 3. Comparación de los cocientes críticos absorción÷retrodispersión para diferentes tipos de superficies, derivados por Atwater (1970) [ec. (13) y ec. (29)], Chýlek & Coakley (1974) [ec. (38], y Mitchell (1971) [ec.(23)]

Tipo de superficie	R_S	f_Q	Modelos de Atwater/Ensor *et al* $(\sigma_{ab}/\sigma_{bsc})_{\Delta W=0}$ $(1-R_S)R_S$	Cociente-equilibrio para el modelo de Chýlek & Coakley $(1-\omega)/\omega\beta =$ $(1-R_S)^2/2R_S$	Modelo de Mitchell $(\sigma_{ab}+\sigma_{bsc})_o =$ $f_Q[(1-R_S)(1-f_{bsc}R_S)]/[f_a(1+R_S) - f_Q(1-R_S)]$	
Áreas urbanas	0.20	0.80	4	1.6	0.91	1.97
Desiertos	0.30	0.40	2.3	0.82	0.73	1.50
Praderas y pastizales						
(estación cálida)	0.20	0.40	4	1.6	0.29	0.44
Bosques	0.16	0.30	5.2	2.2	0.23	0.34
Océanos (latitudes medias)	0.08	0.09	12	5.3	0.08	0.10
Campos de nieve (estables)	0.70	0.09	0.43	0.064	0.005	< 0.01

Nota: El valor de f_{bcs} fue asumido como 1 de f_a fueron asumidos como 1 (sexta columna) (típicos de un aerosol antropogénicos en la superficie y 0.75 (última columna) (aerosol troposférico general).

Es claro que un cociente mucho menor es suficiente para producir calentamiento atmosférico en el modelo de Mitchell que en el otro, principalmente en superficies en las que la humedad es importante (como en los océanos); no obstante, el uso de la ec. (29) provee una primera y rápida estimación del cociente equilibrio como función del albedo superficial únicamente, en lugar de usar aquella que tiene más limitaciones en R_S i.e. $[(1 - 2R_S)/2R_S]$ (ver figura 2).

En el análisis matemático previo, criterios apropiados fueron considerados para establecer, en una capa de aerosol ópticamente delgada, el equilibrio para el ADA y los cocientes críticos. Se puede observar que el albedo superficial R_S cumple un papel crucial. El mismo tipo de aerosol tendrá efectos diferentes cuando este está sobre superficies con diferentes albedos. En este sentido, Ensor *et al.* (1971) dieron un importante paso hacia delante en la historia de la teoría del efecto enfriamiento-calentamiento causado por los aerosoles atmosféricos.

1.5.2 Estimando teóricamente las propiedades ópticas de las partículas

Tomando en cuenta que en aquel momento todavía no había técnica disponible para medir directamente *in situ* la absorción de radiación por un volumen de aerosol atmosférico (realmente, solo se habían hecho medidas de dispersión[5]), Ensor *et al.* (1971) dieron un paso más para responder esta cuestión por primera vez. Su tarea consistió en llevar a cabo cálculos teóricos tanto de σ_{ab} como de σ_{bsc}, a $\lambda = 500$ nm, usando la Teoría de Mie (Wriet, 2012) para estimar el cociente $(\sigma_{ab}/\sigma_{bsc})$. Para hacer esto, uno tiene que asumir una distribución particular de los tamaños de las partículas $[n(r)]$ y un

[5] En aquella oportunidad ya se habían hecho medidas limitadas de la dispersión del aerosol de fondo, pero en muy pocas localidades remotas, tal como lo reportó Porch *et al.* (1970).

particular *índice de refracción* de estas m (= m_1 - $m_2 i$) (el cual es determinado por su composición química), donde r es el radio de la partícula [para un introducción a estos tópicos, ver Penndorf (1962); Willeke & Whitby (1975); Jaenicke & Davies (1976); Toon & Pollack (1976); Toon *et al.* (1976); Lenoble & Brogniez (1984); Bohren & Huffman (1998); en particular para una discusión didáctica sobre el concepto de índice de refracción, ver Bohren & Clothiaux (2006)]. La parte imaginaria del índice de refracción, m_2 es una medida de la extensión a la cual una partícula absorbe radiación. Esta extinción o atenuación de radiación, para una partícula esférica, se expresa como [radiación incidente]$\exp[-4\pi m_2(x - x_o)/\lambda]$, donde $(x - x_o)$ es la distancia a través de la partícula y λ la longitud de onda. La parte real de este índice, m_1, es una medida de la dispersión a la cual una partícula extingue radiación.

Asumiendo partículas esféricas con una distribución tipo Junge $n(r) = (dN/dr) = Cr\exp(-\kappa-1)$, donde $n(r)$ es el número de partículas por unidad de intervalo de radio y por unidad de volumen, y N el número total de partículas por unidad de volumen], para diferentes valores típicos del parámetro κ (pendiente logarítmica) [κ = 0, 2.0, 3.0, 4.0, tomados de Charlson (1969)], estos autores investigaron variaciones en la parte imaginaria m_2 del índice de refracción m [con $m = 1.50 - (0.01 < m_2 < 0.1)\,i$] con data obtenida de otros autores. Comparando el cociente calculado entre $(\sigma_{ab}/\sigma_{bsc})$ y el crítico $(\sigma_{ab}/\sigma_{bsc})_{\Delta W=0}$, encontraron que un efecto de enfriamiento puede generarse si la parte imaginaria es menor que 10^{-3}, mientras que uno de calentamiento puede resultar si este cociente es más grande que 0.1, sin importar la escogencia del modelo climático. Para $10^{-3} < m_2 < 10^{-1}$, el efecto sería ambiguo.

En sus conclusiones, los autores reconocen apropiadamente, y esto es muy importante en lo que a esta obra se refiere, que debido a que una considerable fracción de aerosol atmosférico puede estar compuesta de partículas de forma irregular, sus resultados pueden diferir de aquellos predichos por los

cálculos hechos con la Teoría de Mie para partículas esféricas. De hecho, estos pueden ser menores en vista de los estudios que indican que partículas de polvo pueden tener una retrodispersión menor que aquella que tuvieran como si fueran esféricas. No obstante lo anterior, Ensor y colaboradores, con su contribución dejan abierta un cuestión muy importante en la investigación teórica: cómo y hasta qué punto las propiedades físicas y químicas de los aerosoles atmosféricos están implicados en el forzamiento del clima, particularmente aquellas relacionadas con las implicaciones que surgen por la forma que tiene la partícula.

1.6 Generalizando los métodos y las primeras "predicciones" climáticas realistas (1971-1998)

Hasta este punto hemos considerado modelos muy simples de balance de energía radiativa referidos como "modelos de caja", en los cuales una serie de suposiciones, simplificaciones o aproximaciones han sido hechas, conducentes todas ellas a hacer crudas estimaciones de los efectos del aerosol sobre el balance atmosférico de energía. Dos de estas simplificaciones fueron: primeramente, la radiación retrodispersada hacia la superficie no es reflejada en absoluto (Charlson & Pilat, 1969) o a lo sumo lo es, pero no más de una vez (Atwater, 1970; Mitchell, 1971) por la superficie, de regreso a la atmósfera; en segundo lugar, la capa de aerosol se considera tan ópticamente delgada que un procedimiento de linealización adecuado de la Ley de Lambert-Beer es justificado. Veamos a continuación cómo estas suposiciones quedaron atrás bajo una visión más amplia.

1.6.1 El efecto "cascada" (1971)

Por aquella época, año 1971, Schneider (1971) hizo un importante e inevitable crítica a la pequeña nota de Charlson & Pilat de 1969. Esta se

basó en el argumento de que, aunque el calentamiento-enfriamiento de la Tierra dependía de los valores numéricos dados a la retrodispersión, absorción y albedo superficial como un condición necesaria derivada de la ec. (3), tal como Atwater (1971) y Mitchell (1971) hicieron para definir el ADA, esta no era una condición suficiente; más bien, la cuestión importante a considerar era si la combinación aerosol-superficie era comparable a, o mayor que, el albedo superficial solamente (antes que el aerosol perturbador estuviera presente). Para esto, Schneider procedió a encontrar de una manera más realista el albedo "efectivo" del sistema aerosol-superficie considerando un modelo de múltiple-reflexión como se describe en la figura 1 de su artículo o en la figura 9.11 de Paltridge & Platt (1976), el cual es básicamente el mismo al de la figura 12 de este trabajo (capítulo 3); alternativamente, el mismo diagrama es esbozado en la figura 6.19.1 de Iqbal (1983), en la figura 4 de Khun & Postawko (1988) y en la figura 8-8 de Jacob (1999). Aún como un ejercicio, este puede ser construido por analogía trabajando el problema propuesto al final del apéndice A de Knox (1999), ejercicio al cual el lector está invitado a hacer.

A partir de cualquiera de estas figuras, muy similares entre sí, se puede ver fácilmente, percibido desde el espacio, que la contribución al albedo del sistema referido por la presencia del aerosol A_a, es dada por una suma de una series de flujos subsidiarios de la entrada inicial, que emerge del tope de la capa de aerosol como resultado de múltiples reflexiones de la transmisión, a nivel de la superficie, que queda cada vez que la radiación remanente, durante su travesía en el medio, es extinguida dentro del aerosol. Así, si $\downarrow F_{e\text{-}a}$ es el flujo normalizado recibido en la superficie en presencia solamente de aerosol adicional atmosférico, $\downarrow F_{e\text{-}a} = 1 - (F_{a\text{-}e,ab} + \uparrow F_{a\text{-}e,sc})$, que es la fracción de luz solar transmitida a la superficie, y $\uparrow F_{a\text{-}e,sc}$, la fracción dispersada por el aerosol de vuelta al espacio. Poniendo la transmisión del aerosol precisamente como $T = 1 - (F_{e\text{-}a,ab} + \uparrow F_{e\text{-}a,sc})$ después de la

1ª reflexión, la fracción R_ST devuelta por la superficie es desdoblada en $R_S \mathrm{T} F_{\text{a-e,ab}}$, la cual es absorbida en la atmósfera, en $R_S \mathrm{T}^2$ la cual es enviada al espacio y en $R_S \mathrm{T} \uparrow F_{\text{a-e,sc}}$ que es enviada de vuelta a la superficie para una segunda reflexión, cuya fracción $R_S^2 \mathrm{T}^2 \uparrow F_{\text{a-e,sc}}$ es, de nuevo, enviada al espacio y así sucesivamente como si fuera una cascada de flujos decadentes enviados a la superficie y al espacio simultáneamente. Luego el albedo del sistema, en presencia del aerosol es dado por

$$A_{\text{a}} = \uparrow F_{\text{a-e,sc}} + R_S \mathrm{T}^2 + R_S^2 \mathrm{T}^2 (\uparrow F_{\text{a-e,sc}}) + R_S^3 \mathrm{T}^2 (\uparrow F_{\text{a-e,sc}})^2 \ldots + R_S^{n+1} \mathrm{T}^2 (\uparrow F_{\text{a-e,sc}})^n.$$

Después de n reflexiones, la suma es

$$A_{\text{a}} = \uparrow F_{\text{a-e,sc}} + R_S \mathrm{T}^2 \sum_{n=1}^{N} R_S^n (\uparrow F_{\text{a-e,sc}})^n \; . \qquad (30)$$

Recordando que $0 < R_S(\uparrow F_{\text{e-a,sc}}) < 1$, la anterior serie, cuando $N \rightarrow \infty$, converge a la expresión $\{1/[1-R_S(\uparrow F_{\text{e-a,sc}})]\}$. Reemplazando este resultado en la ec. (30),

$$A_{\text{a}} = \uparrow F_{\text{a-e,sc}} + \{R_S \mathrm{T}^2/[1-R_S(\uparrow F_{\text{a-e,sc}})]\} \; . \qquad (31)$$

Como señaló apropiadamente Bryson & Dittberner (1976), este efecto "cascada" insinúa que los factores T y $\uparrow F_{\text{e-a,sc}}$ por una parte y el factor R_S, por la otra, pueden ser tratados respectivamente como "operadores haces" o como "operadores difusores" que actúan sobre la radiación (véase su figura 1). La aproximación de múltiple reflexión, con el tiempo, será usada más adelante por Rusell & Grams (1975), Bryson & Dittberner (1976), Coakley & Grams (1976), Harshvardhan & Cess (1976), Shaw (1983), y Charlson *et al.* (1991) en sus respectivos trabajos de investigación.

Basado en la ec. (31), Schneider (1971), en su comentario presentó resultados comparando A_{a} contra R_S, en términos de discrepancias, para

diferentes valores de la fracción $\uparrow F_{a\text{-}e,sc}$ y $F_{a\text{-}e,ab}$ (además para T), pero para un valor único de $R_S = 0.1$, tomados de Manabe & Weatherald (1967). Él encontró que aun para el caso extremo de un aerosol que absorbe dos veces la fracción de retrodispersión (i.e. $R_S = 0.1$, $\uparrow F_{a\text{-}e,sc} = 0.05$ y $F_{a\text{-}e,ab} = 0.10$) existe sin embargo un aumento del albedo del sistema aerosol-superficie en comparación con el albedo de la superficie sin aerosol ($A_a > R_S$, i.e. $A_a - R_S = + 0.0226$). Para $R_S = 0.05$ y 0.15, con $\uparrow F_{a\text{-}e,sc} = 0.05$ y $F_{a\text{-}e,ab} = 0.05$, $A_a - R_S = + 0.0406$ y 0.0122, lo cual sugiere que cuanto más bajo sea el albedo superficial, más alto es el enfriamiento aun para valores iguales o comparables de estos operadores haces [comentarios adicionales sobre este punto pueden ser encontrados en Schneider & Kellog (1973)].

En respuesta al comentario de Schneider (1971), Charlson & Pilat (1971) estuvieron de acuerdo en que la aproximación tomada por el primero es útil porque el concepto de albedo es quizás más claramente entendido que el coeficiente de extinción de luz, aunque los dos están claramente relacionados. A pesar de eso, los replicantes están en desacuerdo con el comentario aludido, puesto que las diferencias de "segundo orden" despreciadas por ellos y otros como Atwater (1970) y Mitchell (1971), que dan origen a términos que no aparecen en sus modelos, no tienen consecuencias en virtud de otras suposiciones gruesas implicadas (e.g. desestimación de los efectos direccionales o anisotropías de la superficie, o la suposición de un simple y bajo albedo global de la Tierra). Ellos rechazaron el valor de 0.1 ± 0.05 para R_S porque eso significaba que la Tierra, con albedos como esos, sería decididamente oscura, lo cual, de vuelta, son valores ciertamente no muy realistas para la totalidad de la Tierra, incluyendo las nubes. Charlson & Pilat (1971) manifestaron que habiendo usado Schneider valores más altos y realistas del albedo superficial o del cociente ($F_{a\text{-}e,ab}/\uparrow F_{a\text{-}e,sc}$), un calentamiento se habría mostrado como posible. De acuerdo con estos dos autores, valores

mejores de R_S (como $R_S = 0.1 \pm 0.05$) podrían ser usados solamente para océano abierto, pero no para la totalidad de la Tierra, y sugieren un valor global para el sistema total de $R_S = 0.3$, incluyendo las nubes. Además de estas objeciones, otra más es añadida por ellos y que aparecería en caso de que se usase de una manera directa para bajos albedos superficiales y aerosoles troposféricos más bajo, pero por debajo de las nubes. Esta se refiere a que la iluminación difusa por debajo de las nubes es compleja, por lo que es imperativo considerar el calor latente como también el calor sensible y que, aun para albedos superficiales bajos ($R_S \cong 0.1$), el calentamiento por el aerosol es posible si la superficie está humedecida (e.g. océanos, vegetación), como Mitchell (1971) mostró en su modelo. La objeción final vino con el apoyo de Ensor *et al.* (1971). Resultó que el efecto de la parte compleja del índice de refracción tiene un efecto extremadamente fuerte sobre el cociente $F_{a\text{-}e,ab}/\uparrow F_{a\text{-}e,sc}$ tal que un valor de 0.01 es suficiente, en la mayoría de los casos, para causar un calentamiento más que un enfriamiento, sin importar el modelo usado y para todos los albedos más grandes que 0.2. Al final, ellos coincidieron en que la cuestión "si el albedo combinado aerosol-superficie es comparable a o mayor a aquella del albedo solo" es importante. Sin embargo, debería estar claro –dicen– que el albedo efectivo puede ser gobernado en gran parte por las magnitudes relativas de la absorción y retrodispersión del aerosol. Como podemos ver, un efecto "cascada" también se estaba produciendo durante este debate.

Por aquella época, las propiedades microfísicas de absorción y retrodispersión no habían sido medidas para situaciones de aerosol de fondo. Consecuentemente, no era posible afirmar categóricamente que un calentamiento o enfriamiento podrían resultar de un aumento secular en el aerosol atmosférico. Solamente criterios abstractos fueron adelantados sobre esta materia, los cuales continuaron con la profundización en

conocimiento teórico a medida que la aplicación de las soluciones de la llamada *ecuación de transferencia radiativa* (ETR) entró en juego.

1.6.2 Incrementando la profundidad de la capa de partículas y otras importantes consideraciones adicionales (1971-1975)

La profundidad o espesor efectivo de la capa de partículas puede ser incrementada, bien sea por aumento de su grosor o de su concentración (y así su coeficiente de extinción), o por ambos; por combinación de estas dos variables, una variable substitutiva llamada *espesor* o *profundidad óptica* (δ_a) se usa para cuantificar la opacidad de la capa de aerosol desde un punto de vista óptico; este es un parámetro adimensional. Con el fin de extender el análisis a una capa de aerosol de cualquier profundidad óptica, la ETR debe ser resuelta para obtener la *intensidad específica* (*I*) como función de esta opacidad y también como función de una dirección particular (designada por $\mu = \cos \theta$)[6] Por eso, otros autores comenzaron a usar otros modelos más refinados para determinar más correctamente los efectos del aerosol atmosférico sobre el aire ambiental y el aire en general.

En esta dirección, y en el mismo año de la disputa Schneider–Charlson & Pilat, un primer paso fue adelantado por Rasool & Schneider (1971), quienes aplicaron las soluciones de la ETR, obtenidas para dispersión-múltiple por el método de la *aproximación del doble flujo* (ADF), conocido

[6] De hecho, todos los modelos propuestos por Charlson & Pilat (1969), Mitchell (1971) y Ensor *et al.* (1971) están basados en la solución más simple de la ETR que se puede establecer: [$d(\downarrow F_{fsc} + \downarrow F_T)/W_o = -(\sigma_{ab} + \sigma_{bsc})dL = -d\delta_a$, donde $d\delta_a = (\sigma_{ab} + \sigma_{bsc})dL$, cuya solución es la ec. (2)] y que puede ser linealizada siempre y cuando la capa de aerosol sea ópticamente fina ($\delta_a << 1$). En esta versión elemental se asume que el medio en sí mismo no es en ningún sentido un emisor de radiación o energía radiante.

también como método de la aproximación Schuster-Schwarzchild, en la forma aplicada por Sagan & Pollack (1967). Fillmore & Karp (1980) demostraron que esta aproximación es aceptable en varios estudios climatológicos, aunque expansiones polinómicas asociadas con la solución de la ETR son a menudo requeridas [una introducción básica a este método es dado por Bohren (1987) y Bohren & Clothiaux (2006); para una instructiva y detallada solución a esta ecuación aplicando el método de la ADF, véase Reichman (1973)]. En este primer trabajo de Rasool & Schneider (1971), los términos en T y $\uparrow F_{a\text{-}e,sc}$ fueron evaluados más apropiadamente con las expresiones obtenidas a partir de estas soluciones, las cuales son funciones de δ_a y de otros parámetros ópticos especificados en ellas [véase el recuadro 7.1 de Harvey (2000a), o Vergaz-Benito (2001), para una breve descripción cualitativa del significado físico de estos parámetros]; no obstante, la ec. (31) no fue finalmente evaluada porque R_S no fue considerado en este trabajo. Habiendo escogido λ_{VIS} = 0.55 μm como referencia para la radiación visible y λ_{IR} = 10 μm para la infrarroja (IR) y después de determinar valores numéricos para todos los parámetros ópticos del aerosol implicados en ambas longitudes de onda, estos autores encontraron, para una atmósfera sin nubes, una drástica caída de la densidad de flujo solar visual extinguido, más allá de $\delta_{a,VIS} \cong 0.1$ (o $\delta_{a,IR} \cong 0.01$), para dos valores diferentes del *albedo de simple-dispersión* ϖ_{VIS} [definido como $\sigma_{sc,VIS} / (\sigma_{ab,VIS} + \sigma_{sc,VIS})$: esta es la fracción de energía radiante que es extinguida por la partícula por vía de la dispersión en todas direcciones], nominalmente, para $\varpi_{VIS} = 0.90, 0.99$. Sin embargo, la radiación IR, con $\varpi_{IR} = 0.28$, fue mucho menos afectada por el aerosol por dos razones: (i) la capa de aerosol se caracteriza por ser ópticamente fina o delgada en el IR ($\delta_{a,IR} = 0.108\delta_{a,VIS}$), y (ii) el tope del aerosol se asumió fijo y muy cerca de la superficie (justo a 1 km por encima). Las consecuencias de esta segunda suposición son discutidas a fondo en el referido trabajo. Las densidades de flujo IR al espacio fueron usadas para computar varias temperaturas superficiales de equilibrio, para cada una de las profundidades

ópticas, que fueron deducidas a partir de la intersección de la curva de radiación solar extinguida con aquella correspondiente a la del IR (o sea, donde $\Delta F = F_{ent} - F_{sal} = 0$). De esta manera, un gráfico de esta temperatura vs $\delta_{a,VIS}$ fue hecho indicando una marcada caída o enfriamiento en la medida que $\delta_{a,VIS}$ aumentaba [para mayores detalles véase su figura 2(a)]. Vale la pena notar que la tasa de caída en la temperatura superficial, a espesores ópticos más pequeños, es pequeña, mientras que para valores más grandes de $\delta_{a,VIS}$ (> 0.1), esta temperatura cae estrepitosamente con un aumento de la opacidad en el visual debido a la dependencia exponencial de la retrodispersión con $\delta_{a,VIS}$. En esta situación, el problema planteado por Rasool & Schneider (1971) consistía en cómo determinar el espesor óptico de los aerosoles en aquella época y cuál sería la tasa a la cual ese espesor se esperaría que aumentaría en las siguientes décadas por venir. Un estimado del promedio global del contenido equilibrado de polvo de la atmósfera podría ser hecho con base en los pocos estudios de la turbidez global de fondo debido a los aerosoles disponibles hasta esa época (Porch *et al.*, 1970; Herman *et al.*, 1971). Así, un valor de $\delta_{a,VIS} = 0.1$ fue adoptado. Esto, para la temperatura, significó un cambio de ~ -2 K en la temperatura superficial (de casi 290 K a 288 K), la cual pudo haber sido quizá considerada como una retroalimentación negativa para enmascarar el efecto de invernadero. La tasa a la cual se esperaba que la opacidad aumentara era aun más incierta de tratar; así, algunos valores especulativos fueron explorados alcanzando de seis a ocho veces para los 50 años siguientes. Aun así, sus cálculos sugirieron que a una tasa de solo cuatro veces para ese período, en el aerosol de fondo, un cambio de 3.5 K [de 288 K (en $\delta_{a,VIS} = 0.1$) a 284.5 K (en $\delta_{a,VIS} = 0.4$)] era ya suficiente, si se mantenía en un tiempo de pocos años, para desencadenar una ¡edad de hielo! [con el mismo esquema radiativo de Sagan & Pollack (1967), Reck (1974a) estudió la influencia del albedo superficial en el balance de radiación atmosférico; este punto será brevemente revisado un poco más adelante]. Esta última

atrevida hipótesis fue inmediatamente refutada y criticada por Charlson *et al.* (1972), quienes recibieron de vuelta una cauta y corta respuesta de Rasool & Schneider (1972) [un breve comentario sobre esta discusión fue hecho en Schneider & Kellog (1973)]. Mientras tanto, Yamamoto & Tanaka (1972) y Neumann & Cohen (1972) trabajaban separadamente para publicar cada uno al año siguiente sendas contribuciones que a continuación son revisadas y comentadas.

Yamamoto & Tanaka (1972), en un trabajo más elaborado, enfocaron su atención en aclarar la importancia de la parte imaginaria del índice de refracción de las partículas sobre el albedo global. Como se mostró anteriormente en el apartado 1.5.2, Ensor *et al.* (1971), en una forma un tanto ambigua, dejaron este asunto como una cuestión abierta. Al hacer esto, Yamamoto & Tanaka (1972) evaluaron el valor del albedo global promediado sobre las longitudes de onda, en el intervalo de 0.3-2.3 μm, como función de un parámetro η que representa la turbidez de la atmósfera en lugar de usar la cantidad de aerosol. En el cálculo de η fue necesario adoptar una distribución del tamaño de las partículas, la cual, en ese estudio, fue tomada como $n(r) = Cr^{-4}$ para radios de partículas esféricas en el intervalo $0.1\ \mu m \leq r \leq 10\ \mu m$, siendo C una constante adimensional. Reconociendo que el *parámetro de tamaño* viene definido por $\alpha = 2\pi r/\lambda$ (para partículas esféricas) (Weiner *et al.*, 2001) y que $Q(\alpha, m)$ es el *factor de eficiencia* para la dispersión de Mie (Ensor *et al.*, 1971; Drake & Gordon, 1985; van de Hulst, 2000; Cox *et al.*, 2002; Cui, 2007; Wriedt, 2012), el coeficiente de dispersión $\sigma_{sc}(\lambda)$ viene dado por $\int_0^\infty \pi r^2 Q(\alpha, m) n(r) dr$, y la profundidad óptica $\delta_a(\lambda)$ viene dada por $\int_0^L \int_0^\infty \pi r^2 Q(\alpha, m) n(r) dL$. Si $n(r)$ es constante con la altura, $\delta_a(\lambda) = L\sigma_{sc}(\lambda)$, donde se recuerda que L es el grosor geométrico de la capa de aerosol. Cambiando la variable r al parámetro α, y con algún reordenamiento subsiguiente de términos, $\delta_a(\lambda) = L\eta\lambda^{-1}$, donde $\eta = 2\pi^2 C\int_0^\infty Q(\alpha, m)\alpha^{-2} d\alpha$, y $\delta_a(\lambda)/L = \delta_a'(\lambda) = \eta\lambda^{-1}$; aquí $\delta_a'(\lambda)$ es la profundidad óptica normalizada

al espesor geométrico antes referido. Nótese entonces que η es función λ (a través de Q), pero también del índice de refracción m (= m_1 - $m_2 i$)[7]. En sus cálculos, seis valores de m_2 [= 0.0 (no hay absorción por las partículas), 0.005i, 0.01i, 0.02i, 0.05i y 0.01i], para un único valor de m_1 = 1.50, fueron asumidos. Habiendo establecido en esta forma su modelo de atmósfera, Yamamoto & Tanaka (1972) tomaron en cuenta nueve valores diferentes de λ (= 0.3, 0.45, 0.55, 0.70, 0.90, 1.30, 1.60, 1.90 y 2.25 μm) en un intento por estimar la reflectividad promedio sobre el hemisferio atmosférico iluminado por el Sol; en otras palabras, en un intento de calcular la luz difusa reflejada al espacio en el tope de la atmósfera, para lo cual es necesaria la aplicación de la ETR. Al usar esta ecuación, la atmósfera fue considerada horizontalmente homogénea, plano-paralela, sin nubes e iluminada por el Sol a μ_o (= cos θ_o, donde θ_o es el ángulo cenital solar). Puesto que estos cálculos son considerablemente más complicados que aquellos de los modelos anteriormente descritos, solo una breve descripción cualitativa del método de Yamamoto & Tanaka (1972) es ofrecida.

La ETR es una ecuación integro-diferencial compleja y muy complicada, y describe la marcha de la radiación difusa dentro del medio como función de la profundidad óptica y de una dirección angular dada [$I(\delta,\mu)$] (Sobolev, 1963; Caimi, 1979). Hasta donde la reflectividad nos concierne, la radiación difusa en el tope de la atmósfera, dada por $I(0, +\mu)$, es la variable a ser integrada como $\mathcal{R}(\mu_o) = 2\pi\int_o^{-1} I(0, +\mu)\mu d\mu$ para que dé tal reflectividad (no confundir esta reflectividad con el albedo planetario), pero aun esta sigue siendo función de una dirección particular μ_o. La cantidad $I(0, +\mu)$ se encontró por una combinación del

[7] En realidad, la formulación dada por Yamamoto & Tanaka (1972), a través de sus ecs. (2) – (3), es algo confusa porque la ec. (2) de ellos es por definición el coeficiente de extinción de Mie y no la profundidad óptica.

método de “Principio de Invariancia” desarrollado por Chandrasekhar (1960) y la ETR. La expresión $I(0, +\mu)$ involucra ciertas funciones de transmisión y reflexión (ver, e.g. Coakley, 1973), así como también la radiación difundida por la superficie que, para encontrarlas, la ETR fue procesada numéricamente. En este procedimiento, una de las dos condiciones de contorno incorpora el albedo superficial R_S [cuyos valores dados fueron 0 (para superficies oscuras), 0.05 (para un promedio de superficies oceánicas), y 0.15 (para un promedio de superficies terrestres)]. La reflectividad, promediada sobre el hemisferio atmosférico iluminado por el Sol, fue calculada por la integración de $\mathcal{R}(\mu_o)$ tal que $\overline{\mathcal{R}}(\lambda) = [2\int_o^1 \mathcal{R}(\mu_o)\mu_o d\mu_o]/\pi F_{o\lambda}$, donde $\pi F_{o\lambda} = W_{o\lambda}$, y el valor de $\overline{\mathcal{R}}$ promediado a su vez sobre las longitudes de onda, expresado por el cociente

$$\int_{0.3nm}^{2.3nm} \pi F_{o\lambda} \overline{\mathcal{R}}(\lambda)\, d\lambda \Big/ \int_{0.3mm}^{2.3mm} \pi F_{o\lambda}\, d\lambda,$$

fue tomado como el albedo global [para mayores detalles matemáticos sobre la definición de este cociente, véase Wiscombe & Grams (1976)]. Así, no hay expresiones analíticas para $\mathcal{R}(\mu_o)$ ni para $\overline{\mathcal{R}}$. Seguidamente, en una aproximación más realista de esta atmósfera, Yamamoto & Tanaka (1972) consideraron el efecto de la nubosidad y su correspondiente albedo promedio, usando data de Robinson (1966) y Budyko (1969b), para obtener una mejor estimación del albedo global.

Los resultados para ambos albedos globales (corregidos y sin corregir por nubosidad), así como también para otras variables, fueron dados para un rango de $0 \leq \eta \leq 0.4$ como función de los seis valores del parámetro m_2 antes señalados. Junto con $\overline{\mathcal{R}}$, y siguiendo cálculos análogos o semejantes, estos autores también evaluaron el valor de la transmisión promediada sobre el mismo intervalo de longitud de onda para investigar la variación de la radiación difusa (mas la radiación directa) dentro del medio. Finalmente, basados en la ec. (4), pudieron estimar, vía valores

del albedo global previamente calculados, no solamente el cambio para la variable T_e, sino también el cambio para la temperatura promedio global T_S cerca de la superficie terrestre [haciendo uso del modelo empírico para F_{sal} publicado por Budyko (1969b)] como función de η. Sus resultados muestran que el albedo global, para un cielo sin nubes, decrece con un aumento de η, para un valor grande de m_2 (= 0.1) y crece para $0 \leq m_2 < 0.05$ (ambos calculados para R_S = 0.05 y 0.15). Consecuencialmente, un cambio positivo en T_e o calentamiento del sistema tierra-atmósfera fue encontrado con un aumento de la turbidez para el primer valor, o sea, para m_2 = 0.1 y un cambio negativo o enfriamiento para los valores más pequeños que este último; así, la ambigüedad planteada por Ensor *et al.* (1971) fue resuelta. Efectos similares fueron obtenidos para T_S, y al comparar estos resultados con aquellos encontrados por Rasool & Schneider (1971), Yamamoto & Tanaka (1972) establecieron que concordaban muy bien. Estos últimos autores, con relación a cómo Rasool & Schneider (1971) representaron los valores de T_S, añadieron sin embargo un comentario crítico. La crítica surge cuando uno nota que sus resultados, que toman en cuenta las pasadas condiciones que ellos usaron como referencia en aquel tiempo, condujeron a dos flujos diferentes o T_S de la atmósfera libre de aerosol. Esto les pareció contradictorio a Yamamoto & Tanaka (1972), puesto que para ellos, inequívocamente, el flujo o temperatura de la atmósfera libre de aerosol no depende de las propiedades ópticas de los aerosoles. Más aún, en palabras de Weart (2003), las ecuaciones y data de Rasool & Schneider (1971) fueron rudimentarias y los científicos [por ejemplo, Chýlek & Coakley (1974)], incluyendo el mismo Schneider y pronto notaron imperfecciones en este trabajo. De hecho, esto fue solamente un cálculo crudo de posibles efectos debido a perturbaciones humanas; ellos subestimaron los efectos de un aumento de los gases infrarrojos pero admitieron que sus estimaciones no eran confiables [no obstante el artículo de Rasool & Schneider (1971), para bien o para mal, ha sido citado por lo menos unas 318 veces según

la base de datos Google Scholar y 205 veces según la base de datos Web of Science® (véase la tabla 4 más adelante)].

Al ser comparada con el artículo de Yamamoto & Tanaka, la contribución de Neumann & Cohen (1972) luce directa y muy simple en términos del modelo y aproximación aplicados; interesantemente, este es muy conveniente para propósitos instructivos y pedagógicos porque es más fácil de entender. Este evoca la declaración de Mitchell (1971), de acuerdo con la cual, un impacto local de una capa de aerosol que llena parcialmente la atmósfera sobre la temperatura cerca de la superficie terrestre depende de la locación o altura de dicha capa dentro de la atmósfera que la contiene. En este sentido, estos autores estudiaron alternativamente el efecto de la introducción de una o dos capas de partículas de material en la atmósfera sobre el calentamiento por radiación solar directa del sistema atmósfera-superficie, calculado para un cielo
™78í
ecs. (1) – (3)], aplicado como primer paso a una atmósfera molecular o quasimolecular, como será mostrado inmediatamente más abajo. En este esquema σ_{ab} y σ_{bsc} son dados como constantes debido a la uniformidad del medio considerado (capa de aerosol); sin embargo, en general, cuando estos coeficientes no son constantes, indicando un medio no-uniforme, la ec. (2) tiene que ser escrita como:

$$W_o^* = W_o \exp\{-\int_{Z^*}^{Zo} [\sigma_{ab}^*(z) + \sigma_{bsc}^*(z)]dz\} =$$

$$W_o \exp\{-\int_{L^*}^{Lo} [\sigma_{ab}^*(L,\theta) + \sigma_{bsc}^*(L,\theta)]dL\sec\theta\}, \quad (32)$$

donde $\sigma_{ab}^*(L,\theta)$ y $\sigma_{bsc}^*(L,\theta)$ son respectivamente los coeficientes de absorción y retrodispersión para una atmósfera molecular o quasimolecular solamente que extinga energía entre las alturas L_o y L^*; L^* es la altura del sector de la atmósfera por debajo de la cual las capas

de aerosol serán introducidas; y $(Z_o - Z^*)$ es la distancia inclinada por el ángulo cenital θ desde el punto sobre la superficie terrestre al cual W_o^* está siendo considerado; nótese que dz = sec θ dL. Por analogía con la ec. (32), la extinción de esta atmósfera, por debajo de L^*, puede ser escrita separadamente en términos de las transmisiones apropiadas:

$$W^* / W_o^* = \exp\{-\int_o^{L^*} [\sigma_{ab}^*(L,\theta)]dz\}\exp\{-\int_o^{L^*} [\sigma_{bsc}^*(L,\theta)]dz\} = T_{ao}^* T_{bo}^* \; . \quad (33)$$

La extinción de la atmósfera molecular (o quasimolecular) entera también es

$$W_o^* = W_o T_a T_b = W_o \exp\{-\int_o^{Lo} [\sigma_{ab}^*(L,\theta) + \sigma_{bsc}^*(L,\theta)]dz\} \; . \quad (34)$$

Es claro entonces que $L^* < L_o$, donde L_o es la máxima altura (tope) de la atmósfera entera, tomada por Neumann & Cohen (1972) igual a 25 km, como es descrita en *U.S. Standard Atmosphere* de 1962 (NASA, 1962). El modelo de estos autores consistió en dividir esta atmósfera molecular (sin el aerosol todavía), pero por debajo de L^*, en *k* capas de igual espesor óptico, facilitando así la subsiguiente introducción del material con partículas en suspensión en una o dos (o más) capas de la atmósfera. Como ejercicio, examinemos esto en mayor detalle y paso a paso.

Con la ayuda de la ec. (33) y la lista de símbolos dada en el apéndice 2, la transmisión por absorción y la transmisión por retrodispersión de cada una de estas capas moleculares son $(T_{ao}^*)^{1/k}$ y $(T_{bo}^*)^{1/k}$ respectivamente, siendo la transmisión por extinción de cada capa igual a $(T_{ao}^* T_{bo}^*)^{1/k}$. Por ejemplo, si $k = 2$, solo hay dos capas; luego $W^*/W_o^* = T_{ao}^* T_{bo}^* = T_{ao}^*{}_{(1)} T_{bo}^*{}_{(1)} T_{ao}^*{}_{(2)} T_{bo}^*{}_{(2)}$. Si $T_{ao}^*{}_{(1)} = T_{ao}^*{}_{(2)}$ y $T_{bo}^*{}_{(1)} = T_{bo}^*{}_{(2)}$, entonces, $T_{ao}^* T_{bo}^* = T_{ao}^{*2}{}_{(capa)} T_{bo}^{*2}{}_{(capa)}$. Así, $T_{ao}^*{}_{(capa)} T_{bo}^*{}_{(capa)} = (T_{ao}^* T_{bo}^*)^{1/2} = T_{ao}^{*1/2} T_{bo}^{*1/2}$.

Si $W^*_{(i-1)}$ es el flujo solar en el tope de la capa *i* (*i* = 1, 2,…, N), el flujo emergente en la base de esa capa es $W^*_{(i-1)}(T_{ao}^*T_{bo}^*)^{1/k}$, y el flujo extinguido por la misma capa molecular es $W^*_{(i-1)}[1-(T_{ao}^*T_{bo}^*)^{1/k}]$. Parte de esta última es absorbida y parte es retrodispersada; la primera de estas es $W^*_{Ai} = W^*_{(i-1)}[1-(T_{ao}^*T_{bo}^*)^{1/k}]\ln T_{ao}^*/\ln(T_{ao}^*T_{bo}^*)$. Note que $[\ln T_{ao}^*/\ln(T_{ao}^*T_{bo}^*)] + [\ln T_{bo}^*/\ln(T_{ao}^*T_{bo}^*)] = 1$. Esta fracción se va en calentar la correspondiente capa. Es obvio que $W_{Lo} = W^*$. Luego, considerando que $W_{Lo}/ W_o = T_aT_b$ es la transmisión de la atmósfera molecular entera a lo largo del camino, pero por debajo de L_o [ec. (34)], y aplicando la ec. (33), $W_o^* = W_o(T_aT_b/T_{ao}^*T_{bo}^*)$. Se entiende que $W^*_{(i-1)} = W_o^*(T_{ao}^*T_{bo}^*)^{(i-1)/k}$. Por ejemplo, si hay 3 capas (*k* = 3), el número de capas que quedan por encima de la tercera capa (*i* = 3) es de 2 capas (*i* - 1 = 3 - 1 = 2); por tanto, el exponente (*i* - 1)/*k* es igual a ⅔ para la transmisión de las dos primeras capas.

Entonces, por lo anterior, $W^*_{(i-1)} = W_o(T_aT_b/T_{ao}^*T_{bo}^*)(T_{ao}^*T_{bo}^*)^{(i-1)/k}$ lo que implica que $W^*_{(i-1)} = W_oT_aT_b(T_{ao}^*T_{bo}^*)^{(i-1-k)/k}$. Luego para la capa *i*, $W^*_{Ai} = W_oT_aT_b(T_{ao}^*T_{bo}^*)^{(i-1-k)/k}[1 - (T_{ao}^*T_{bo}^*)^{1/k}]\ln T_{ao}^*/\ln(T_{ao}^*T_{bo}^*)$. La tasa de calentamiento total W^*_A, debido solamente a la absorción molecular, para una columna total de sección transversal unidad, a lo largo del camino por debajo de L_o, es obtenida por la suma sobre todas las capas *i*, desde 1 hasta la *k*, y cuando $k \to \infty$,

$$W^*_A = W_o T_aT_b[1 - (T_{ao}^*T_{bo}^*)]\ln T_{ao}^*/ [T_{ao}^*T_{bo}^*\ln(T_{ao}^*T_{bo}^*)] \,. \qquad (35)$$

La tasa de calentamiento de la superficie puede ser escrita como $W^*_S = (1 - R_S)W^* = (1 - R_S)W_o T_aT_b$. Luego por analogía con la ec. (1), $W^*_{\text{atmos-superf}} = W^*_S + W^*_A$ es la tasa de calentamiento del sistema atmósfera-superficie sin el aerosol añadido cuando la atmósfera es dividida en varias capas de igual espesor óptico. En este punto, una capa de aerosol, con $\sigma_{ab}(L,\theta)$ y $\sigma_{bsc}(L,\theta)$, es introducida dentro de la atmósfera molecular

por debajo de L^*, en cualquier posición. Para Neumann & Cohen (1972) existen tres casos de mayor interés: 1) la capa de aerosol es adyacente a la superficie, 2) ésta se ubica en la estratosfera más baja, 3) la capa de aerosol es puesta adyacente a la superficie y una segunda capa es localizada en la baja estratosfera. El efecto neto es obtenido por substracción de los resultados del calentamiento superficial y atmosférico antes de la adición de la capa o capas ($W^*_{atmos\text{-}superf}$), de aquellos correspondientes después de la adición de esta o estas con aerosol ($W_{atmos\text{-}superf}$); en otras palabras, $(W_{atmos\text{-}superf} - W^*_{atmos\text{-}superf}) / W_o = [(W_A - W^*_A)/W_o] + [(W_S - W^*_S)/W_o]$. El paréntesis de la derecha se llama "ganancia total", el primer corchete se denomina "ganancia atmosférica" y el segundo "ganancia superficial". El modelo se completa encontrando las expresiones correspondientes para W_A y W_S, es decir, cuando la(s) capa(s) de aerosol es (son) ya incorporada (s) a la atmósfera molecular.

En primer lugar es necesario definir la transmisión por absorción T_{a1} y la transmisión por retrodispersión T_{b1}, para la capa de aerosol en sí misma, de la misma forma en que lo expresa la ec. (33), pero poniendo atención a los límites de integración. Por ejemplo, si la capa es ubicada en la baja estratosfera, $\sigma_{ab}(L,\theta)$ y $\sigma_{bsc}(L,\theta)$ tienen que ser integradas desde L_1 a L^*, donde L_1 es la altura del borde más bajo de la capa de aerosol. De nuevo, por analogía con la capa molecular *i*, el flujo solar emergente en la base de la primera capa ($i = 1$) combinada molecular-aerosol es $W_o^*(T_{ao}^*T_{bo}^*)^{1/k}T_{a1}T_{b1}$, y el flujo extinguido es $W_o^*\{1 - [(T_{ao}^*T_{bo}^*)^{1/k}T_{a1}T_{b1}]\}$. La parte absorbida, la cual se va en calentamiento de la capa, es $W_o^*\{1-[(T_{ao}^*T_{bo}^*)^{1/k}T_{a1}T_{b1}]\}$ $\ln[(T_{ao}^*)^{1/k} T_{a1}]/\ln[(T_{ao}^*T_{bo}^*)^{1/k}T_{a1}T_{b1}]$. Por otra parte hay $(k - 1)$ capas moleculares que caen por debajo. La tasa de calentamiento de esta parte del sistema es $W_o^*T_{a1}T_{b1}(T_{ao}^*T_{bo}^*)^{1/k}[1 -(T_{ao}^*T_{bo}^*)^{(k-1)/k}]\ln T_{ao}^*/\ln(T_{ao}^*T_{bo}^*)$.

De ahí que el calentamiento, cuando el aerosol está presente, sea la suma de estas dos últimas expresiones[8]:

$$W_A = W_o(T_a T_b / T_{ao}{}^*T_{bo}{}^*)\{[1 - (T_{ao}{}^*T_{bo}{}^*)^{1/k}T_{a1}T_{b1}] \ln[(T_{ao}{}^*)^{1/k}T_{a1}] / \ln[(T_{ao}{}^*T_{bo}{}^*)^{1/k}T_{a1}T_{b1}] + T_{a1}T_{b1}(T_{ao}{}^*T_{bo}{}^*)^{1/k}[1 - (T_{ao}{}^*T_{bo}{}^*)^{(k-1)/k}] \ln T_{ao}{}^* / \ln(T_{ao}{}^*T_{bo}{}^*)\}. \quad (36)$$

La tasa de calentamiento superficial, debido a la presencia del aerosol, puede ser escrita en este caso como $W_S = (1 - R_S)W_o T_a T_b T_{a1} T_{b1}$. Para una capa adyacente a la superficie terrestre, $k = 1$. Dependiendo del signo de la ganancia total, el efecto neto será:

$$\text{Ganancia total del sistema} = (W_{\text{atmos-superf}} - W^*_{\text{atmos-superf}}) / W_o \begin{cases} > 0 \text{ (calentamiento)} \\ = 0 \text{ (equilibrio).} \\ < 0 \text{ (enfriamiento)} \end{cases} \quad (37)$$

Puesto que en este modelo, la interacción con las capas de aerosol de la radiación solar reflejada desde la superficie terrestre y la dispersión por la atmósfera han sido ignoradas, un cambio en el valor de R_S no afectará la ganancia atmosférica ni en la ec. (35) ni en la ec. (36).

Para correr numéricamente los cálculos, valores de R_S (= 0.15), T_a (= 0.85), T_b (= 0.94), T_{ao} (ver más abajo), y T_{bo} (ver más abajo) fueron usados a través de una serie combinada de valores de T_{a1} y T_{b1} (= 0.800, 0.850, 0.900, 0.925, 0.950, 0.975 y 1.00) para tres casos. En el primer caso, en el cual la capa de aerosol es adyacente a la superficie terrestre,

[8] En el artículo original de Neumann & Cohen (1972) la ec. (36) [la ec. (11) de ellos] tiene un error tipográfico porque la llave que cierra, está en un lugar incorrecto. El término $W_o(T_a T_b / T_{ao}{}^*T_{bo}{}^*)$ debe ser un factor común para todo el lado derecho de esta ec. (11) como en la ec. (36) de arriba.

se asumió que su tope estaba a 2 km y que la atmósfera molecular, o quasimolecular, por debajo de ese nivel, absorbió una fracción de 0.0345 y retrodispersó una fracción de 0.0133 de la radiación solar que alcanza el nivel de los 2 km. En el segundo caso, en el cual la capa está en la parte más baja de la estratosfera, se asumió que su tope estaba a 24 km y que la atmósfera molecular, o quasimolecular, absorbió una fracción de 0.1493 y retrodispersó una fracción de 0.0597 de la radiación solar directa que alcanzó el nivel de los 24 km. En el tercer caso, una combinación de las dos primeras, la profundidad óptica fue la misma para ambas capas con un grosor geométrico de 2 km cada una.

Los resultados presentados por Neumann & Cohen (1972) (tablas 1, 2 y 3 de su trabajo), diferentes de aquellos adelantados por Charlson & Pilat (1969) y, en menor alcance, de aquellos inferidos por McCormick & Ludwig (1967), mostraron que para el primero y segundo caso, la ganancia total es casi siempre negativa (enfriamiento), en consonancia con el cálculo previo de Barret (1971)[9], mientras que la ganancia atmosférica es casi siempre positiva (calentamiento) en concordancia con la predicción más elaborada de Mitchell (1971) para un aerosol troposférico cerca de la superficie. Para valores $T_{b1} \cong 1$ existe una ganancia total excepcionalmente positiva (enfriamiento). Si $T_{a1} = T_{b1} = 1$, obviamente, no hay en absoluto efecto térmico (equilibrio). En el tercer caso, cuando ambas capas se consideran al mismo tiempo, los resultados son algo diferentes porque el calentamiento, detectado marginalmente para los dos primeros casos, es ahora más notorio siempre y cuando no solamente la absorción y la retrodispersión sea grande, aunque esta última también puede ser más pequeña, sino también asumiendo

[9] Aunque el trabajo de Barret (1971) no ha sido revisado ni comentado aquí, es también muy importante para su consideración dentro del contexto histórico de este problema de calentamiento-enfriamiento. Se alienta al lector a que estudie este trabajo como complemento de esta perspectiva histórica.

restrictivamente que las propiedades ópticas de ambas capas sean las mismas. Al final de su trabajo, sus autores trataron de aplicar su modelo por medio de la expresión $(W_S - W_S^*)/W_o = (1 - R_S)T_a T_b(T_{a1} T_{b1} - 1)$ para estimar la absorción y retrodispersión combinada $T_{a1}T_{b1}$ por las partículas inyectadas en la baja estratosfera por la erupción del volcán Agung (1963). En el cálculo, el valor de $(W_S - W_S^*)$ fue tomado de Flowers & Viebrock (1965). Se encontró un valor de 0.94 para la transmisión $T_{a1}T_{b1}$ de estas partículas volcánicas tal que aproximadamente el 6% de la radiación solar que alcanzó la baja estratosfera fue supuestamente extinguida por esta capa de aerosol.

Problema 1.6. Si $T_{a1} = T_{b1} = 1$, no hay en absoluto efecto térmico (equilibrio). Demostrarlo usando la ec. (37).

El estudio de Nuemann & Cohen (1972), así como también los otros comentados hasta aquí, limitaron su alcance a los efectos de la radiación solar sobre el aerosol atmosférico (Fisher, 1970; Hänel, 1972; Bergström, 1973), ya que la extinción de la radiación IR se restringió a pequeños valores del parámetro de tamaño α y a longitudes asociadas (mayormente confinadas al intervalo 8-14 μm). Por tanto, efectos IR (enfriamiento) han sido ignorados, puesto que, en general, esto es más bien pequeño excepto quizá cuando un gran número de aerosoles llega a ser localmente atrapado en la baja troposfera; por ejemplo, por debajo de la temperatura de inversión (Paltridge & Platt, 1976). Así, para 1973, un par de artículos que trataron este aspecto, pero a una escala local fueron publicados: uno por Sargent & Beckman (1973) y el otro por Grassl (1973).

En el primero de estos, basado en el trabajo de Peterson (1968), una solución numérica a las ecuaciones de transferencia radiativa para radiación de longitud de onda larga, en una atmósfera anisotrópica y plana, conteniendo vapor de agua, CO_2 y partículas de polvo (esferas de cuarzo), fue presentada para computar los flujos IR y las tasas de

enfriamiento (como función de la altitud) por encima de la capa anual del pesado polvo que caracteriza el desierto de Rajasthan al noroeste de la India. El espectro total de interés se extendió entre 4.35 μm y 500 μm. Las propiedades ópticas de las partículas de cuarzo, a estas longitudes de onda IR, fueron tomadas de Peterson & Weinman (1969). Se mostró que estas partículas de materia decrecieron significativamente el flujo ascendente, el flujo descendente decreció y se aumentó la tasa de enfriamiento radiativo en niveles más bajos, relativo a valores calculados cuando el polvo se asumió ausente. En estos últimos cálculos, la divergencia del flujo de onda larga dentro de la atmósfera, a diferentes alturas, fue presentada para cuatro tipos de distribución de tamaños cuyas propiedades ópticas relevantes fueron calculadas vía Teoría de Mie y tomadas de Volz (1972). La región espectral cubierta fue de 5 μm a 100 μm, dividida en 23 intervalos espectrales. Se mostró además que hubo una contribución significativa de las partículas de aerosol a la divergencia de onda larga, aunque fuertemente dependiente de la parte imaginaria del índice de refracción, de la distribución de tamaño y de la humedad relativa. Grassl (1973), quien citó a Waldram (1945) como probablemente el primero que postuló un coeficiente de absorción o un índice de refracción complejo para los aerosoles atmosféricos, mostró que la contribución del aerosol al enfriamiento radiativo llegó a ser importante en capas por debajo de las inversiones de temperatura que, de vuelta, son barreras para la difusión de partículas. Pero esta contribución, como Grassl (1973) también mostró, es menos del 10% en las bandas de absorción molecular.

Además del par de artículos arriba justamente comentados hubo también en 1973 un estudio relacionado de Remsberg (1973), en el cual las propiedades del aerosol estratosférico y sus efectos sobre la radiación IR fueron investigados; y otro estudio en ese mismo año fue el de Unsworth & McCartney (1973), en el cual fueron explorados los

efectos de los aerosoles atmosféricos sobre la radiación solar. Este último, aunque no será comentado aquí, debe ser considerado [junto al trabajo de Barret (1971) antes citado; ver nota 9] un material complementario adecuado de esta sección introductoria tutorial. Brevemente, para tres distribuciones de tamaño diferentes, a concentraciones bajas (“finas”) y altas (“densas”), y para ángulos cenitales solares de 30º y 60º, cálculos de la distribución espectral de la radiación visible (270 nm–710 nm), en el haz solar directo, fueron hechos aplicando la Ley de Lambert-Beer. La irradiancia directa (270 nm–2800 nm) fue tabulada para cada distribución de aerosol y a partir de relaciones empíricas se estimaron las irradiancias difusa y total respectivamente.

Durante el lapso 1974-1975, siete artículos de relevancia saltaron a la vista que contribuyeron al debate y mejoraron hasta cierto punto el conocimiento general, tanto cualitativo como cuantitativo, de los efectos radiativos de los aerosoles atmosféricos sobre el sistema atmósfera-superficie. Estos son: Wang & Domoto (1974), Reck (1974a, b), Chýlek & Coakley (1974), Weare *et al.* (1974), Reck (1975) y Coakley & Chýlek (1975).

En particular, el primero de ellos consideró un poco más allá el problema de estudiar la distribución de temperatura en la atmósfera terrestre, debido al calentamiento por el aerosol y al enfriamiento, vía radiación IR, pero aplicando un modelo radiativo-convectivo en el cual fue empleada una versión modificada, más complicada, del método de la aproximación de flujo doble (Sagan & Pollack, 1967), para resolver la ETR. Se encontró que el efecto en el IR podría ser despreciado, y en el visible, el efecto podría ser del mismo orden que aquel debido a la absorción por el vapor de agua. Para un albedo superficial alto ($R_S > 0.30$), un calentamiento del sistema atmósfera-superficie podría pasar debido a la presencia del aerosol y, por otra parte, esto reduciría la cantidad de

convección necesitada para estabilizar la atmósfera. Una inversión de temperatura podría emerger en el caso de una densa bruma cerca del suelo.

Reck (1974a), el segundo de estos siete estudios, intentó investigar la influencia del albedo superficial en el balance de radiación atmosférico debido a los aerosoles. Al llevar a cabo esto, siguió las muy bien conocidas y parametrizadas expresiones de Sagan & Pollack (1967) que dan las soluciones de la ETR para la radiación absorbida, transmitida y retrodispersada en el visual (0.55 μm) y en el IR (10 μm), en una nube de aerosol (con $\Delta L \cong 0.7$ km) incorporada como una capa adyacente al suelo de una atmósfera (compuesta de H_2O, CO_2 y O_3), dividida en nueve niveles de presión [según los modelos de Manabe & Strickler (1964) y Manabe & Weatherald (1967)]. Los aerosoles, cuyas propiedades ópticas fueron adaptadas mayormente de Rasool & Schneider (1971), fueron incorporados al modelo como una "nube" entre el nivel octavo y el nivel noveno. Sus resultados, obtenidos para una latitud de 35º N en abril, predijeron un enfriamiento para $R_S = 0.07$ (superficies oscuras de carreteras, suelo oscuro o agua en movimiento) y $R_S = 0.3$ (suelo ligero o arena oscura); sin embargo, cuando R_S se incrementó a un valor de 0.6 (nieve), se predijo, en vez de lo anterior, un efecto de calentamiento. En particular, para un valor fijo de $F_{a\text{-}e,ab}/\uparrow F_{a\text{-}e,sc}$, si se dobla el valor medio de la profundidad óptica en el visible a partir de su valor promedio (≈ 0.065), un enfriamiento de 2º C se obtuvo para superficies acuáticas y aproximadamente de 1ºC para superficies terrestres; para nieve, se obtuvo un calentamiento de alrededor de 1ºC. Pero como para aquella época había una considerable incerteza en los valores del cociente justo arriba referido, todo lo que se podía decir era que para aerosoles sobre el mar constituidos por sulfatos y cloratos, y partículas hidratadas (las cuales son muy transparentes), probablemente resultaría un enfriamiento. No obstante, en la medida en que la profundidad óptica del aerosol de fondo sobre el mar podría ser baja, cualquier efecto de enfriamiento sería

posiblemente bajo. Para substancias carbonáceas, altamente absorbentes, sobre nieve, un calentamiento sería viable. Entre estos dos extremos, la situación aun podría ser ambigua. Observando los cambios de temperatura cerca de la superficie, esta autora graficó los valores del cambio de tal variable para todos los tres casos de albedo superficial como función del coeficiente medio de extinción en el visual. Para $R_S = 0.07$ comparó sus resultados con aquellos de Rasool & Schneider (1971), encontrando que el ilimitado decrecimiento en la temperatura superficial, predicho por estos dos autores, fue en su caso un estabilización incipiente ($\Delta T \rightarrow 0$) para valores más grandes del coeficiente medio de extinción en el visual. Esto podría ser debido, al menos en parte, al tratamiento más complejo de la cobertura nubosa usada por ella. En cualquier caso, el signo del efecto debido a la temperatura en la superficie terrestre resultó ser independiente de la profundidad óptica de la nube de aerosol. Más aún, los cálculos mostraron que hubo un valor del coeficiente de extensión del aerosol en el visible para el cual no hubo calentamiento ni enfriamiento en la superficie [este punto fue subsecuentemente desarrollado por ella en un artículo aparte (Reck, 1974b)]. Ella misma aseveró que hasta dónde conocía, esa fue la primera vez que ambos efectos locales, enfriamiento o calentamiento, por parte de los aerosoles atmosféricos, habían sido demostrados como posibles con un modelo radiativo-convectivo, dando resultados cualitativamente en acuerdo con estimados previos causados por aerosoles debido a cambios en R_S (Charlson & Pilat, 1969).

Al año siguiente, y como una extensión de su trabajo previamente comentado, Reck (1975) hizo su (y corroborante) contribución siguiente atacando la influencia de la altura de la nubes de aerosoles sobre el cambio en el balance de radiación atmosférico debido a estos mismos aerosoles. En este trabajo se mantuvo inalterado el modelo radiativo-convectivo, el tipo de la nube de los aerosoles y la posición geográfica y estación del año (35° N en abril), pero la circunstancia novedosa consistió en que la nube fue localizada a

tres altitudes diferentes (definidas en términos de presiones medias: 958, 418 y 41.5 mb), manteniéndose la profundidad óptica del aerosol a tres diferentes valores (0.065, 0.325, 0.650). Ella fue cauta al aclarar que una comparación de sus cálculos con una atmósfera más realista no debería tomar en cuenta factores como la dinámica atmosférica y condiciones meteorológicas, las cuales afectan más, desde un punto de vista realista, el balance de energía de la atmósfera. Los parámetros ópticos de la nube de aerosol fueron de nuevo calculados para partículas promedios por el método de Sagan & Pollack (1967) y los albedos superficiales fueron los mismos que antes (0.07, 0.30 y 0.60). Los cálculos mostraron que el rango entero de los cambios en la temperatura superficial, para todas las alturas de la nube de aerosol y todos las albedos superficiales considerados, estuvieron entre ~ -3 K y + 0.4 K. Al igual que en Reck (1974a), una capa de aerosol, a cualquier altura, cambió el balance radiativo para producir dos efectos en la atmósfera: (i) un aumento en el albedo medio del sistema tierra-atmósfera (un efecto de enfriamiento) y (ii) una reducción del enfriamiento radiativo atmosférico (un efecto de calentamiento). [Dicho, sea de paso, al año siguiente, Reck (1976) publicó otra contribución, la cual mostró que a todas las latitudes boreales y a todas las altitudes atmosféricas, usando el mismo modelo, un aerosol igual pero situado en baja posición, con una profundidad óptica mayor que 0.065, enfriará la superficie para $R_S = 0.1$ y 0.3. Para $R_S = 0.6$, ocurrirá un calentamiento a todas las latitudes, si el coeficiente de extinción en el visible fuera 10 veces aquel del aerosol de fondo: un resultado similar al de Reck (1974a, 1975)].

Pero para el principal propósito de esta revisión en un contexto histórico, los cuatro artículos restantes (de los siete aquí comentados) son los más significativos. Chýlek & Coakley (1974), resolviendo la ETR por el método de la ADF (Meador & Weaver, 1980), desarrollaron una expresión para el cociente de equilibrio entre la sección transversal de absorción y la sección promedio de la retrodispersión de las partículas de aerosol, como función de su albedo de simple dispersión (ϖ):

$$[(1 - \varpi) / (\varpi\beta_{bsc})] - [(1 - R_S)^2/2R_S] \begin{cases} > 0 \text{ (calentamiento)} \\ = 0 \text{ (equilibrio)}, \\ < 0 \text{ (enfriamiento)} \end{cases} \quad (38)$$

donde el factor $\varpi\beta_{bsc}$ es la fracción de la radiación dispersada hemisféricamente hacia atrás [véase Wiscombe & Grams (1976) para un histórico y completo análisis, discusión y clarificación del concepto meteorológico de este parámetro (referencia en la tabla 1, p. 2442, de su trabajo)]. Nótese la diferencia entre σ_{bsc} (Chýlek *et al.*, 1975) y β_{bsc} (adimensional). Obsérvese que para una capa fina, la ec. (38) se reduce a aquella derivada por Mitchell [ec. (26)] y por aquella derivada por Ensor *et al.* [ec. (29)], si los términos en R_S de segundo orden son despreciados [una comparación gráfica entre estas expresiones, para el cociente crítico, puede ser vista en la figura 1 del artículo de Chýlek & Coakley (1974), la cual, por su importancia, es reproducida aquí, en el presente trabajo, en la figura 3]. En la quinta columna de la tabla 3 se dan valores comparativos de la ec. (38) en condición de equilibrio, para los diferentes tipos de superficies allí indicados, con relación al modelo de Atwater (1970) y Ensor *et al.* (1971), y al modelo de Mitchell (1971).

Ahora bien, esta solución es válida para una capa de aerosol de cualquier espesor óptico, pero cautelosamente notando que esta se ha obtenido por una aproximación (ADF) para resolver la ETR. Esto significa que esta simple relación es incapaz todavía de representar cuantitativa y completamente los principales aspectos de la influencia del aerosol, como demostró posteriormente Grassl & Newiger (1982) (véase la figura 1 de su trabajo), puesto que esta fórmula-paquete es independiente de la profundidad óptica y no de la elevación del Sol; además, no hay dependencia espectral del cociente de equilibrio ni del albedo superficial. A pesar de esto, Chýlek & Coakley (1974) fueron claros en discutir previamente la cuestión sobre hasta dónde sus resultados dependerían de la aplicación de la ADF para resolver la ETR.

Sucintamente: (1) La fórmula de la ec. (38) cualitativamente muestra la tendencia a límites finitos, con el aumento de la profundidad óptica. (2) A partir de las soluciones numéricas de la ETR, generalmente se encuentra que si el efecto de una capa de aerosol ópticamente fina fuera el de calentar el sistema atmósfera-tierra, entonces el mismo tipo de aerosol, en una capa de profundidad óptica arbitraria, siempre calentará el sistema (desafortunadamente, conclusión semejante no se puede hacer en el caso del enfriamiento; es posible para un aerosol, que produce ligero enfriamiento en una capa fina, causar calentamiento a medida que la capa aumenta).

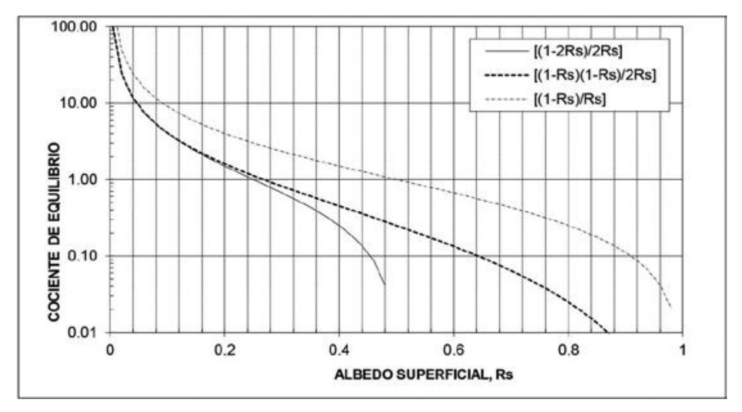


FIGURA 3. Cociente de equilibrio entre la absorción y la retrodispersión promedio [(1 - ϖ)/ϖβbsc], como función del subyacente sistema atmósfera-tierra (curva intermedia) según el modelo de Chýlek & Coakley (1974), basado en la Aproximación de Doble Flujo [ec. (38)]. Modelos anteriores (curva superior e inferior) se muestran también para propósitos de comparación. Por ejemplo, note que la curva inferior [(1 – RS)/2RS] prácticamente coincide con el modelo de Chýlek & Coakley (1974) para RS = 0.2

(3) La forma de la expresión en cuestión no incluye la dependencia del calentamiento del ángulo cenital solar (la cual es necesaria para el estudio de los efectos regionales de dicho calentamiento); de ahí que esta puede ser útil en estudios de clima, por ejemplo, para determinar la sensibilidad el clima global a la concentración de un aerosol. (4) Con su análisis, Chýlek & Coakley (1974), críticamente, cayeron en cuenta de que aunque

los resultados numéricos obtenidos por Rasool & Schneider (1971), con la Aproximación del Doble Flujo, concordaron con sus propios resultados, y estos últimos autores establecieron incorrectamente que la tasa de enfriamiento aumentaba con un creciente contenido de aerosol.

Bajo las perspectiva anterior, Weare *et al.* (1974) fueron capaces de aplicar el procedimiento de Chýlek & Coakley (1974), en combinación con la ec. (31), para hacer cálculos numéricos radiativos aproximados que mostraron que el calentamiento o enfriamiento del sistema atmósfera-tierra, por la adición de aerosol, es una función no solo de sus características intrínsecas de la absorción-retrodispersión, sino también de su particular ubicación en la atmósfera, con respecto a una nube promedio, y así como de la reflectividad de esa nube y de la reflectividad de la superficie subyacente o albedo superficial.

En un posterior y muy citado artículo (ver tabla 4 más adelante), Coakley & Chýlek (1975) incluyeron la dependencia de la elevación del Sol (μ_o) y la dependencia angular del llamado *parámetro de función de fase,* por introducción del término $\beta(\mu_o)$ para una atmósfera fina. Así, ellos pudieron desarrollar, vía Aproximación del Doble Flujo, una segunda fórmula-paquete tal que

$$\{[1-\varpi]/\varpi\beta_{bsc}\} - \{[2\mu_o/(1+2\mu_o)][1-R_S][\varpi\beta(\mu_o)/2\mu_o R_S\varpi\beta_{bsc} - 1]\} \begin{matrix} > 0 \text{ (calentamiento)} \\ = 0 \text{ (equilibrio).} \\ < 0 \text{ (enfriamiento)} \end{matrix} \quad (39)$$

Por lo tanto, la ec. (39) debería ser útil para determinar el signo del albedo planetario debido a la presencia de un aerosol regional. Aún más, exhibe algunas propiedades interesantes en el límite de incidencia normal, esto es, $\mu_o = 1$, y en el límite de ángulos de incidencias grandes, $\mu_o \rightarrow 0$, como Coakley & Chýlek (1975) lo discutieron. Una vez más, ni la dependencia espectral del cociente de equilibrio ni la variación de la profundidad óptica

fueron considerados en este estudio. Esto dio razones a Grassl & Newiger (1982) para mostrar nuevamente que la ec. (39) sobreestimó la dependencia de μ_o, siendo la diferencia más grande para bajas elevaciones del Sol y bajos valores del cociente referido (véase la figura 2 de su trabajo). Así, la cuestión de que si una capa de aerosol adicional podría causar enfriamiento o calentamiento del sistema atmósfera-superficie, obviamente, según estos últimos autores, no podía ser respondida por las ecs. (38) – (39).

A pesar de lo anterior, Reck (1974b), por su parte, ya había demostrado antes, usando el mismo modelo radiativo-convectivo de su otro trabajo de 1974, que el modelo de Ensor *et al.* (1971), en comparación con aquellos mismos de Chýlek & Coakley (1974) y de Atwater (1970) (ver figura 3) respectivamente, podría paradójicamente ser satisfactorio para determinar ambas cosas, el signo y el hecho de un límite finito del efecto de calentamiento. Tres valores diferentes del cociente de equilibrio, calculados para tres albedos diferentes del sistema atmósfera-tierra, comprendidos entre 0.5–0.7, prácticamente encajaron la curva de Ensor *et al.* (1971) en la figura 3. Esto fue tan convincente para Reck como para arribar, interesantemente a esa inquieta conclusión.

Todo eso significó aparentemente que para aquella época, o sea, por los años 70 y 80, había todavía alguna pero significativa confusión, dilema e incerteza en la descripción realista y el entendimiento físico del efecto enfriamiento-calentamiento por aerosoles atmosféricos, a pesar del esfuerzo hecho. Notando que la teoría y el formulismo matemático del calentamiento-enfriamiento global por este aerosol, eran aún bien primitivos como para probar con mucha certitud cuál de estos efectos prevalecería, mucho más tendría que ser estudiado y aprendido sobre las futuras tendencias de alteraciones climáticas por aerosoles naturales y de origen antrópico en sus diferentes manifestaciones, i.e. variaciones, fluctuaciones, anomalías, etc. (ver Bärring, 1993).

1.6.3 Los primeros intentos de "predicciones" climáticas realistas (1975)

Sin tomar en cuenta las críticas hechas a los autores hasta ahora revisados y comentados, quienes intentaron en sus trabajos describir especulativamente el intercambio teórico de radiación en el sistema aire-superfcie, debido a los aerosoles atmosféricos, y de la misma manera hacer lo mismo con los efectos sobre este intercambio dado un aumento del contenido de este aerosol sobre (con cuyos modelos se obtuvieron desde resultados analíticos simples, a partir de formulaciones muy aproximadas, hasta soluciones más realistas con tratamientos numéricos más complejos), fue posible hacer gruesas comparaciones entre las predicciones climáticas hechas por medio de estos modelos y aquellas derivadas observacionalmente y/o experimentalmente, a pesar de lo severamente limitada de la data realista de entrada disponible en aquella época que caracterizaba la atmósfera real con relación a sus tipos de aerosol. Estos son los casos de las contribuciones de Russell & Grams (1975), y de Joseph & Wolfson (1975), cuyos respectivos trabajos pueden, dentro de este contexto histórico, ser considerados hitos o ejemplos precursores. Es justo reconocer sin embargo que, previamente a eso, la contribución más vieja jamás hecha para efectuar quizá el primer cálculo sustantivo del efecto sobre el clima global por parte de partículas generadas por el ser humano en el ámbito de la modelización cuantitativa del clima, correspondió, de acuerdo con Dittbener (1978), a Bryson & Wendland (1968), cuyos resultados sugirieron que desde los años de la década de los 40, el polvo generado por la humanidad era al menos tan importante para la aparición de anomalías climáticas como aquellas de los propios procesos naturales. Pero, según Davitaya (1969), el fenómeno en referencia fue notado por primera vez por Voeykov (1912), quien explicó, basado en este último, el aumento de la temperatura del aire usualmente observado durante un evento conocido como sukhovei, que se presenta

en las estepas, a través del cual se levanta e introduce en el aire polvo del suelo. Entonces, según Durst (1935), la intensidad de este efecto llegó a ser incomparablemente más aparente durante las tormentas de polvo, la cual fue seguida por repentinas alzas en la temperatura del aire del orden de los 10 ºC o aun más. Por tanto, un rápido aumento temporal de polvo en el aire puede tener una influencia considerable sobre la temperatura atmosférica. Davitaya (1969), citando a Aseykin (1938), nos informa sobre los cálculos teóricos hechos por este último autor, que demostraron que un contenido de polvo igual a 100 motas por cm^3 es suficiente para que la magnitud de la emisión IR del polvo sea aproximadamente el mismo que aquella que va al aire desde la superficie terrestre. Además, en caso de que la cantidad de polvo excediera esta concentración, la emisión IR del polvo en el aire podría exceder varias veces aquella que se irradia desde el suelo. Visto lo anterior, pareciera ser entonces que fueron estos últimos investigadores, citados por Davitaya (1969), y no los citados por Dittberner (1978), los verdaderos protagonistas de la más vieja contribución del efecto en referencia. Para tener una perspectiva de cómo el ciclo del polvo mineral interviene en el sistema climático, el lector es referido a los trabajos de Arimoto (2001), Tegen (2003) y Shao *et al.* (2011) respectivamente. La respuesta climática debido a aerosol compuesto por polvo del suelo, ha sido tratada por Miller & Tegen (1998). Y para evidencias observacionales recientes e históricas del transporte intercontinental de polvo, véase Husar (2004).

1.6.3.1 El procedimiento y predicciones de Russell y Grams

En su primera parte, el artículo de Russell & Grams (1975) consistió en realidad de una buena y compactada revisión o sumario de los modelos analíticos (véase su sección 2) que han sido revisados y comentado

aquí en profundidad. Sin embargo, hicieron su propia contribución a este grupo de modelos cuando la ec. (31) (Schneider, 1971) fue usada para generalizar de una manera directa el cociente de equilibrio a cualquier capa de aerosol extra de transmisión arbitraria T. Recordando que, en general, esta transmisión es $T = 1 - (F_{a\text{-}e,ab} + \uparrow F_{a\text{-}e,sc}) \Rightarrow \uparrow F_{a\text{-}e,sc} = [(1-T)] / [1 + (F_{a\text{-}e,ab}/\uparrow F_{a\text{-}e,sc})]$ en la cual el cociente $F_{a\text{-}e,ab}/\uparrow F_{a\text{-}e,sc}$, como se observa, ha sido incorporado. Introduciendo esta última expresión en la ec. (31), el lector puede fácilmente demostrar, resolviendo una ecuación cuadrática para el cociente de equilibrio, que en el caso de la condición $\Delta A = A_a - R_S = 0$ (debido a la condición inicial de atmósfera perfectamente transmisora, o sea, sin aerosol en absoluto), el cociente de equilibrio se expresa por

$$(F_{a\text{-}e,ab}/\uparrow F_{a\text{-}e,sc})_{\Delta A=0} = \{(1-R_S)^2 - (2R_S T) + [(1-R_S^2)^2 + 4R_S^2 T^2]^{1/2}\}/2R_S(1+T), \quad (40)$$

donde una de las raíces, por dar valores negativos del cociente de equilibrio tiene que ser desechada. Cuando $T \rightarrow 1$ (aerosol óptimamente fino), la ec. (40) se reduce a la ya bien conocida y examinada expresión $(F_{a\text{-}e,ab}/\uparrow F_{a\text{-}e,sc})_{\Delta A=0} = (1 - R_S)^2/2R_S$ (Mitchell, 1971; Chýlek & Coakley, 1974; Coakley & Chýlek, 1975). Y cuando $T \rightarrow 0$ (capa de aerosol óptimamente grueso), la ec. (40) se reduce a la expresión analítica $(F_{a\text{-}e,ab}/\uparrow F_{a\text{-}e,sc})_{\Delta A=0} = (1 - R_S)/R_S$ (Atwater, 1970; Ensor, 1971) (ver figura 4). Como se discutió antes, se debería enfatizar nuevamente en que el signo del cambio del albedo del sistema, producido por una capa de aerosol ópticamente delgado, es determinado enteramente por su cociente de absorción/retrodispersión y el valor del albedo superficial (del sistema sin perturbar) sin considerar el valor de su profundidad óptica. Para determinar justamente cuán fina debe ser ópticamente la capa, tal que la ec. (38) sea exacta, Russell & Grams (1975) evaluaron la ec. (40) como función de T para valores de R_S listados en la tabla 3. Ellos encontraron que la ec. (38) es exacta dentro de un 10% para cualquier capa con $T > 0.9$.

Estos autores agregaron que, climatológicamente hablando, la ec. (38) es aplicable puesto que el albedo de la atmósfera-superficie puede cambiar por varios porcentajes o más si $0 < (F_{a\text{-}e,ab}/\uparrow F_{a\text{-}e,sc}) \leq 10$ [de acuerdo con las relaciones (4) y (2) de su trabajo]; también note que, como fue dicho por Sellers (1969, 1973), un cambio de 2% en la cantidad de energía solar que alcanza la Tierra puede causar cambios de varios grados Celsius o más en la temperatura media global y producir mayores alteraciones en la cubierta de nieve global cuyas implicaciones climáticas pueden entonces ser interpretadas con la ayuda de la ec. (38).

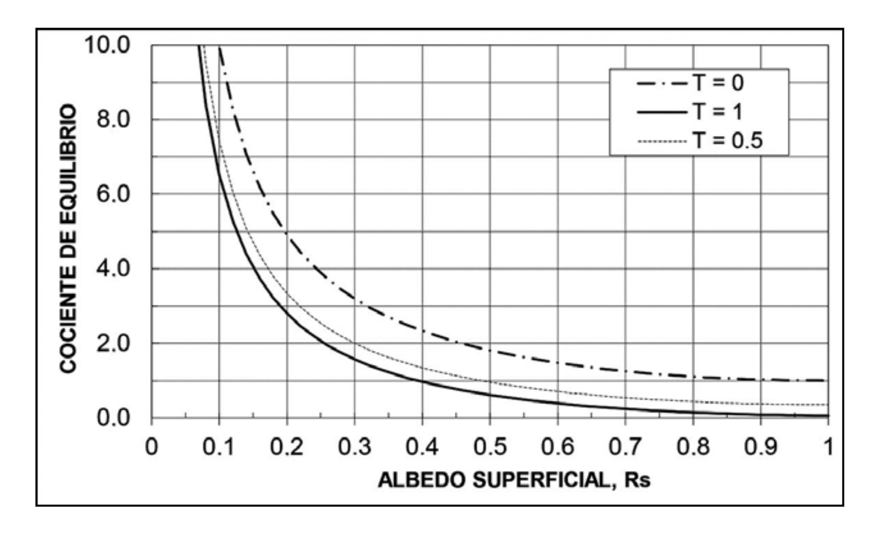


FIGURA 4. Cociente de equilibrio $(F_{a\text{-}e,ab}/\uparrow F_{a\text{-}e,sc})_{\Delta A=0}$ como función del albedo superficial, de acuerdo con el modelo de Russell & Grams (1975) [ec. (40)], para tres valores diferentes de la transmisión (0, 0.5 y 1). Note que para T = 1, el cociente de equilibrio es igual a $(1 - R_S)^2/2R_S$ (curva inferior) y T = 0 este cociente es igual a $(1 - R_S)/R_S$ (curva superior)

Luego, en el resto del artículo y para propósitos de comparación con los cocientes de equilibrio derivados en la teoría previamente discutida, Russell & Grams (1975) ejecutan cálculos de la dispersión de Mie, como Ensor *et al.* (1971) hicieron con data hasta cierto punto tentativa, para obtener valores realistas del cociente σ_{ab}/σ_{bsc} empleando data publicada

por Grams *et al.* (1974) sobre el índice de refracción complejo de partículas en la capa atmosférica superficial, provenientes del suelo ($m = 1.525 - 0.005i$), así como también haciendo uso de información y data publicada por Blifford & Ringer (1969), Blifford & Gillete (1971, 1973) y Gillete & Blifford (1971) sobre las distribuciones del tamaño de las partículas, determinadas en laboratorio por "tamizado" clasificatorio y segmentación en muestras colectadas a una altura de solo 1.5 m en un asentamiento agrícola, antes de la estación de crecimiento de la cosecha. Para una amplia variedad de distribuciones del tipo log-normal (Jaenick & Davies, 1976), usando el índice de refracción referido y a $\lambda = 0.5$ μm (mitad de la radiación solar visible), los resultados dieron valores que cayeron en el rango de $5 < (F_{a\text{-}e,ab}/\uparrow F_{a\text{-}e,sc}) < 28$ que, cuando son comparados con los valores de este cociente, graficados por Chýlek & Coakley (1974) (figura 3), son hasta cierto punto más altos que en el caso del modelo de Atwater (1970) [para aerosol fino, $\downarrow F_{e\text{-}a} \rightarrow 1$ en ec. (13)] y que en el caso del modelo de Chýlek & Coakley (1974), pero que no lo son en el caso del modelo de Ensor *et al.* (1971) [ec. (29)] o en el caso del modelo de Atwater (1970) [para aerosol grueso, $\downarrow F_{e\text{-}a} \rightarrow 0$ en ec. (13)], todo esto para todas las superficies con albedos mayores que 0.09. De forma que según los dos primeros modelos analíticos anteriores, todos los aerosoles muestreados podrían conducir a un sistema atmósfera-superficie con energía aumentada, digamos, a un efecto de calentamiento y no a un enfriamiento, como se podría inferir si el criterio del modelo de Ensor y colaboradores se hubiera seguido.

Pero estos resultados realistas y precursores fueron cuestionados por los mismos autores que los obtuvieron por dos razones: primeramente, la técnica de microscopía óptica disponible para ellos en aquella época ($r > 0.3$ μm) era incapaz de detectar una distribución del aerosol más amplia y completa para el polvo del suelo ($r > 0.1$ μm) y, por otra parte, el secado en laboratorio del aerosol higroscópico tendería a reducir el tamaño de las

partículas; así, en estas circunstancias, las mediciones hechas *in situ* del tamaño, en regiones húmedas (e.g. tropicales), podrían arrojar tamaños de partículas aun mayores que aquellas en Grams *et al* (1974), afectando posiblemente los resultados presentados por Russell & Grams (1975). En segundo lugar, el uso de $m_2 = 0.005$ era cuestionable para calcular σ_{ab} debido al hecho de que Holland & Gagne (1970) habían mostrado que las intensidades de luz dispersada en sentido hacia atrás por partículas no absorbentes de forma irregular, son considerablemente menores que aquellas intensidades dispersadas por esferas no absorbentes equivalentes que, de vuelta, es cualitativamente semejante al efecto causado por aumento de los valores de m_2 de partículas de forma esférica. Así, si las intensidades dispersadas medidas por Grams *et al.* (1974) fueron debidas en parte a efectos de la forma de las partículas, su técnica, en tanto que produce una retrodispersión correcta, daría un valor de m_2 que podría sobreestimar la absorción y que alteraría la exactitud estimada de σ_{ab}. Por consiguiente, el valor de $m_2 = 0.005$, cuando es usado para computar σ_{ab}, debería probablemente ser visto como un límite superior. No obstante, la discusión precedente estaría incompleta a menos que esta se interprete, como Russell & Grams (1975) hicieron, en un contexto más amplio que analice los valores posibles adquiridos por cociente entre σ_{ab} y σ_{bsc} con relación a la variación de m_2. En este punto podemos decir sobre la base de este segundo cuestionamiento que, hasta donde conocemos, esta es la primera vez que la forma de la partícula diferente a la esférica es introducida en la discusión de la influencia de los aerosoles atmosféricos sobre el efecto de calentamiento-enfriamiento del sistema atmósfera-superficie. Este asunto, como será puesto en perspectiva más adelante, fue nuevamente investigado muchos años después por von Hoyningen-Huene & Pose (1997), pero a la luz del concepto de forzamiento radiativo directo (FRD).

Mientras que ellos detectaban un efecto de calentamiento, Russell & Grams (1975) finalmente expresaron su inquietud acerca de una posible contradicción aparente en contra de este resultado, dadas las evidencias presentadas por Bryson (1974), de acuerdo con las cuales, altas concentraciones observadas tanto de partículas volcánicas como de polvo superficial aerotransportado, parecen más bien estar asociadas con una reducción de las temperaturas superficiales que con un aumento de esta variable. Para resolver esta contradicción, estos autores apelaron a dos posibles argumentos: (1) La composición y la distribución del tamaño del aerosol volcánico difiere ciertamente del aerosol compuesto de polvo superficial, luego los efectos producidos por cada uno deben ser considerados separadamente. En el caso del aerosol volcánico es bien conocido el hecho de que los constituyentes dominantes de este aerosol son partículas altamente dispersoras (gotas de sulfuro acuoso o sulfatos de amonio), implicando que $(\sigma_{ab}/\sigma_{bsc}) \cong 0$. Esto conduce supuestamente a un efecto prevaleciente de enfriamiento si una mezcla de ambos tipos de aerosol existe. (2) En ausencia de tal aerosol volcánico, el aerosol constituido por polvo superficial aumentará la temperatura superficial solo si este tiene suficiente contacto convectivo con el suelo; de lo contrario, la capa se calentará por bloqueo de la radiación solar produciendo un enfriamiento en la superficie sin importar el valor de $(\sigma_{ab}/\sigma_{bsc})$ atribuido a este aerosol.

Problema 1.7. Recordando que, en general, la transmisión puede ser expresada como $T = 1 - (F_{a\text{-}e,ab} + \uparrow F_{a\text{-}e,sc}) \Rightarrow \uparrow F_{a\text{-}e,sc} = [(1-T)] / [1+ (F_{a\text{-}e,ab}/\uparrow F_{a\text{-}e,sc})]$, y usando la ec. (31), demostrar que en el caso de la condición $\Delta A = A_a - R_S = 0$ (debido a la condición inicial de atmósfera perfectamente transmisora, o sea, sin aerosol en absoluto), el cociente de equilibrio se expresa por la ec. (40). Demostrar, además, que cuando $T \to 1$ (aerosol óptimamente fino), la ec. (40) se reduce a la expresión $(F_{a\text{-}e,ab}/\uparrow F_{a\text{-}e,sc})_{\Delta A=0} = (1 - R_S)^2/2R_S$; y que cuando $T \to 0$ (capa de aerosol

óptimamente grueso), la ec. (40) se reduce a la expresión analítica $(F_{\text{a-e,ab}}/\uparrow F_{\text{a-e,sc}})_{\Delta A=0} = (1 - R_S)/R_S$.

1.6.3.2 Método y predicciones de Joseph y Wolfson

Mientras Russell & Grams (1975), en su procedimiento, llevaron a cabo solamente cálculos de dispersión de Mie apoyados por data de entrada, óptica y de tamaño realista, Joseph & Wolfson (1975) sumaron a este procedimiento la evaluación de $(F_{\text{a-e,ab}}/\uparrow F_{\text{a-e,bsc}})$ a partir de data observacional de flujos de radiación solar (entre 0.3 μm y 2.8 μm) en dos sitios de Israel (Bet-Dagan cerca de Tel-Aviv y Jerusalén), para días despejados y sin nubes, incluyendo aquellos días conocidos allá como días *khamsinic* [caracterizados por altas temperaturas y vientos desérticos cargados con polvo de ciertas características ópticas (Levin *et al.*, 1980)]. Debemos recordar que el aerosol desértico es uno de los más importantes aerosoles naturales y efectivos en las alteraciones climáticas a escala global. La evaluación de este cociente fue efectuada aplicando la técnica sugerida y desarrollada por Robinson (1963). Básicamente, esta consiste en la medición del flujo de radiación solar, tanto total F_G como del difuso descendente $\downarrow F_D$, simultáneamente con el difuso ascendente $\uparrow F_D$ de la radiación solar por encima de la capa de aerosol. Asumiendo un mismo perfil de temperatura y cantidades de gases absorbentes para ambas, atmósfera sin polvo (clara) y con polvo (túrbida: aire más aerosol extra), el déficit de radiación global ΔF_G es proporcional a la absorción verdadera y a la retrodispersión de flujo solar debido solamente al aerosol extra; en símbolos, $\Delta F_G = [F_{G(\text{clear})} - F_{G(\text{turbid})}] \sim [F_{\text{a-e,ab}} + \uparrow F_{\text{a-e,bsc}}]$. Por otra parte, el exceso de radiación difusa descendente (hacia delante) $\Delta\downarrow F_D$ es proporcional a la dispersión hacia delante $\downarrow F_{\text{a-e,fsc}}$, del aerosol; en símbolos, $\Delta\downarrow F_D = [\downarrow F_{D(\text{turbid})} - \downarrow F_{D(\text{clear})}] = \downarrow F_{\text{a-e,fsc}}$. Adicionalmente, $\Delta\uparrow F_D = [\uparrow F_{D(\text{turbid})} - \uparrow F_{D(\text{clear})}] = \uparrow F_{\text{a-e,bsc}}$. El cociente de las dos cantidades

medidas, ΔF_G y $\Delta{\downarrow}F_D$, es $(\Delta F_G/\Delta{\downarrow}F_D) = ({\uparrow}F_{\text{a-e,bsc}}/{\downarrow}F_{\text{a-e,fsc}})[(F_{\text{a-e,ab}}/{\uparrow}F_{\text{a-e,bsc}}) + 1]$; luego

$$(F_{\text{a-e,ab}}/{\uparrow}F_{\text{a-e,bsc}}) = [{\downarrow}F_{\text{a-e,fsc}}/{\uparrow}F_{\text{a-e,bsc}}][\Delta F_G/\Delta{\downarrow}F_D] - 1 \ . \tag{41}$$

Un conocimiento de ΔF_G, $\Delta{\downarrow}F_D$, y $\Delta{\uparrow}F_D$ permite la evaluación del cociente de dispersión/retrodispersión $({\downarrow}F_{\text{a-e,fsc}}/{\uparrow}F_{\text{a-e,bsc}})$ [primer corchete del lado derecho de la ec. (41)] como también el cociente absorción÷retrodispersión $(F_{\text{a-e,ab}}/{\uparrow}F_{\text{a-e,bsc}})$ [lado izquierdo de la ec. (41)], cada uno como función del ángulo solar cenital. En el caso estudiado por Joseph & Wolfson (1975), data para ΔF_G y $\Delta{\downarrow}F_D$ solo estaba disponible. El cociente dispersión/retrodispersión tuvo que ser evaluado separadamente. En el procedimiento, data experimental de Robinson (1963) fue comparada con valores teóricos computados por ellos para varios tipos de aerosol, siendo la concordancia bastante buena. Así, estos autores decidieron usar para este cociente los valores experimentales de Robinson.

Recordando que para pequeñas profundidades ópticas $F_{\text{a-e,ab}}/W_o = \exp(-\sigma_{ab}L/\mu_o) \cong [1-(\sigma_{ab}L/\mu_o)]$, e igualmente, $F_{\text{a-e,bsc}} / W_o = \exp(-\sigma_{bsc}L/\mu_o) \cong [1-(\sigma_{bsc}L/\mu_o)]$, el cociente es $(F_{\text{a-e,ab}}/{\uparrow}F_{\text{a-e,bsc}}) = \{L/\mu_o[(\mu_o/L) - \sigma_{ab}]\}/\{L/\mu_o\ [(\mu_o/L) - \sigma_{bsc}]\}$. Como $(\mu_o/L) << 1$, la aproximación

$$(F_{\text{a-e,ab}}/{\uparrow}F_{\text{a-e,bsc}}) \approx \sigma_{ab}/\sigma_{bsc} \ , \tag{42}$$

es válida para una capa de aerosol suficientemente delgada, en la cual el cociente $F_{\text{a-e,ab}}/{\uparrow}F_{\text{a-e,bsc}}$ puede ser observacionalmente estimado y el cociente σ_{ab}/σ_{bsc} puede ser teóricamente calculado, vía dispersión de Mie [e.g. para aerosoles esféricos como lo hicieron Joseph & Wolfson (1975)], siempre y cuando el índice de refracción y distribución del tamaño sean conocidos. Solamente en esta situación particular, los cocientes en la ec.

(42) son comparables, pero, claro está, en términos generales, el cociente absorción/extinción depende del ángulo cenital solar [véase ec. (39)]. En los cálculos para días claros y despejados, el modelo de Joseph (1971) fue usado para la radiación global. En la comparación de estos dos cocientes, uno obtenido a partir del mejor ajuste de las observaciones y el otro a partir de curvas calculadas (para $m_2 = 0.01$, 0.02 y 0.2), ambos como función de μ_o, estos autores pudieron validar el grado de aproximación de la ec. (42) (véase su figura 2). El grado más alto fue encontrado para las curvas calculadas entre $m_2 = 0.01$ y $m_2 = 0.02$, para $0.65 < \mu_o < 0.93$, donde la mayoría de su data observacional fue ubicada. Los valores promedios del cociente absorción÷retrodispersión para días claros y despejados, en Bert-Dagan fue (15 ± 4), y para los días tipo *khamsinic*, en el mismo lugar, el valor fue (11 ± 3); los resultados para Jerusalén fueron (13 ± 4) y (9 ± 3) para días tipo *khamsinic*. Pareció que la baja humedad (absoluta y relativa) llevó este cociente hacia valores más bajos e, igualmente, los vientos del este (vientos secos en esa región) hicieron lo mismo. Los valores más bajos obtenidos durante los días tipo *khamsinic* pueden estar conectados con la aseveración según la cual los aerosoles puede ser higroscópicos o hidrofóbicos (Covert *et al.*, 1972; Hänel, 1972; Hegg *et al.*, 1993; Juozaitis *et al.*, 1993; Tang, 1996). De forma que es posible que la población de aerosoles sobre una región desértica exhiba un ciclo diurno de este cociente como resultado de un pronunciado ciclo diurno de la humedad relativa.

Con estos resultados, y considerando que el albedo superficial medido en Bet-Dagan fue 0.259 y que este fue 0.25 para Jerusalén, Joseph & Wolfson (1975) fueron capaces de determinar la influencia de aerosoles atmosféricos sobre el balance de radiación, en el rango de longitud de onda corta, por comparación de estos resultados con aquellos dados por los diferentes modelos del cociente de equilibrio [Atwater, 1970 y Ensor *et al.* 1971 (ver figura 2); Chýlek & Coakley, 1974 (ver figura

3), Russell & Grams, 1975 (ver figura 4)]. Se ve claramente que estos aerosoles podrían causar un calentamiento adicional, pero que si estos se movieran inalterados a otras zonas con un albedo superficial más bajo [como podría ser el caso en donde polvo del desierto del Sahara es transportado por el viento hacia superficies oceánicas atlánticas (véase la figura 5)], podrían inducir un efecto neto de enfriamiento.

Vale la pena destacar que en el pasado, antes de la era telescópica, las tormentas de polvo ayudaron a la detección visual directa de las manchas solares (Hameed & Gong, 1991).

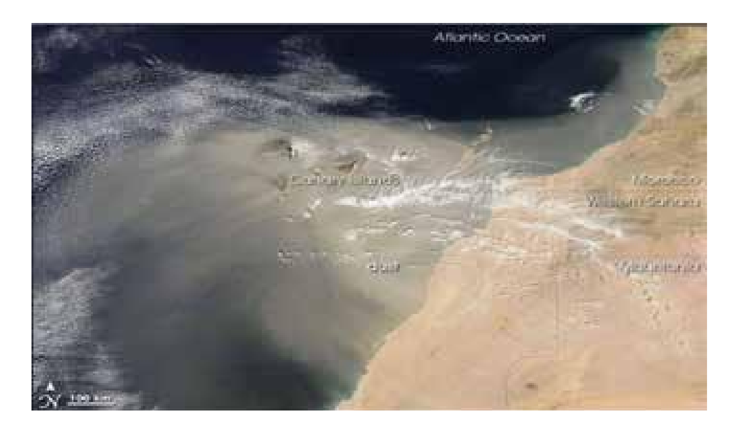


FIGURA 5. Imagen espectro-radiométrica de resolución moderada (MODIS), tomada desde el satélite Aqua de la NASA el 10 de marzo de 2007, del polvo del Sahara Occidental sobre el Océano Atlántico y las Islas Canarias. Mayores detalles sobre esta imagen en http://earthobservatory.nasa.gov/IOTD/view.php?id=7490. Estos eventos de tormentas de polvo sahariano occidental son frecuentes (Coudé-Gaussen & Rognon, 1983; Goudie & Middleton, 2001; Engelstaedter *et al.*, 2006)

En este contexto, con data recabada de varias fuentes (Robinson, 1963; Forbes & Hamilton, 1971; Idso, 1972; Paltrigde & Platt, 1973; Drummond & Robinson, 1974), y haciendo uso de comparaciones similares, Joseph & Wolfson (1975) también mostraron cómo diferentes

estimaciones del cociente absorción/retrodispersión para diversos aerosoles y albedos superficiales (quince casos) conducirían a un efecto de calentamiento más que a uno de enfriamiento (solo dos casos) o a un efecto neutral (solo dos casos). La exposición final de estos dos autores se relaciona con el sesgo implicado en sus resultados en el sentido de que comprender la influencia del aerosol sobre el clima y sus efectos sobre la temperatura del aire superficial no es suficiente para conocer sus influencias sobre el balance radiativo en longitudes de onda corta (visible). Algunas veces, el aerosol atmosférico también es ópticamente activo en ventanas del espectro IR térmico. Con respecto a este particular, en los siguientes años, el trabajo de Coakley & Grams (1976) y de Harshvarhan & Cess (1976) para aerosoles estratosféricos, así como el trabajo de Harshvardhan & Cess (1978) para aerosoles troposféricos, dieron origen a nuevos conocimientos sobre los efectos de los aerosoles atmosféricos.

INTERMEDIO B

FRANKENSTEIN Y LA ANOMALÍA CLIMÁTICA DE 1816

Indonesia, país tropical insular del sudeste asiático, es de vez en cuando noticia mundial por los fenómenos naturales violentos a los que se ha tenido que enfrentar a lo largo de su historia. Todavía tenemos frescas las imágenes del poderoso *tsunami* de diciembre de 2004 que se abatió contra una de sus principales islas. Pero la historia nos recuerda también que Indonesia fue noticia en el siglo 19 y siglo 20 cuando tres de las más poderosas erupciones volcánicas de los tiempos modernos sacudieron su territorio: volcán Agung (Bali, 1963), volcán Krakatoa (entre Sumatra y Java, 1883) y volcán Tambora (Sumbawa, 1815). Este último explotó violentamente entre la noche del domingo 10 y el martes 12 de abril arrojando a la atmósfera, a la tasa de un millón de metros cúbicos por segundo, y en un lapso de 24 a 40 horas, material volcánico por un total aproximado de entre 150 y 200 kilómetros cúbicos (equivalente más o menos a 50 km cúbicos de roca densa), el cual se elevó hasta la estratosfera a una altura de 50 km. Esta masiva erupción, más grande que las dos antes citadas y que cualquiera de los 10000 años anteriores, fue suficiente para muchas cosas más de las que podamos imaginar.

En los dos primeros días siguientes a la erupción, y a una distancia de 600 km a la redonda no se veía nada durante el día debido a la lluvia de ceniza que llegó a notarse en un área de 400 mil km^2. Decenas de miles de personas murieron como producto de las consecuencias inmediatas de la erupción. La explosión se escuchó tan lejos como en Trumon (Sumatra) a 2600 km de distancia. El flujo piroclástico llegó hasta 20

km de distancia. El día 10 se produjo un *tsunami* cuya ola golpeó al país en varias islas alcanzando 4 m en Sanggar a las 10 pm y 2 m en Besuki, a 500 km, antes de la medianoche. Con el curso de los meses, el fino polvo volcánico se esparció globalmente alrededor de la estratosfera como explosión termonuclear, estacionándose ahí por más de un año y produciendo efectos ópticos espectaculares en el cielo, y lo que fue tan grave como la tragedia misma, se produjo una anomalía en el clima al año siguiente impidiendo que hubiera primavera y verano ese año en el hemisferio Norte, golpeando la economía mundial y echando a perder las vacaciones de mucha gente. Se reportaron prolongados y brillantes atardeceres en junio, julio y octubre de 1815 en lugares tan lejanos como Londres y Dresde. El eclipse lunar del 9-10 de junio 1816 fue inusual, puesto que la Luna desapareció totalmente en el cono de sombra terrestre. Pero, extrañamente, para el mes anterior, ya se estaban preguntando por qué la primavera no había llegado. Y para la segunda quincena de junio, la misma pregunta se hacían para el verano. ¿Se imaginan el impacto negativo que esto produjo en la actividad agrícola, hortícola y pecuaria de los países productores de alimentos de Europa y EE.UU.? Lo que tuvo que haber sido el verano de 1816 para el hemisferio Norte se transformó, por ejemplo, en Inglaterra, en el noreste de EE.UU y en Canadá, en tres ondas de inexplicable frío y nieve en junio, julio y agosto. La génesis del personaje más tétrico de la literatura universal, Frankenstein, ya estaba en camino.

Reportes privados informaron de cómo las cosechas se perdieron y cómo el ganado moría por inanición debido al mal tiempo. Los graneros estaban prácticamente vacíos. La prensa de aquella época dio cuenta de cómo los precios del maíz, del heno, de la avena, del centeno y del trigo, y su harina, se dispararon no solo a escala nacional, sino también a escala internacional. Los productos pecuarios también inflaron sus precios. Esto originó un nervioso movimiento migratorio del noreste hacia otros

territorios de los EE.UU. El impacto político de esta anomalía climática, por culpa del Tambora, se hizo sentir negativamente en Europa en las guerras napoleónicas. En Suiza y Francia, la hambruna provocó que la gente llegara a comer hasta moho, carne de gato y de caballo. En las iglesias se instruía a los feligreses sobre cuáles plantas eran venenosas y cuáles no para comer. La actividad turística también se vio afectada sencillamente porque no hubo verano. Sin embargo, así y todo, pensando que el tiempo mejoraría, un grupo de escritores ingleses entre los cuales estaba el famoso poeta Lord Byron y Mary Shelley, partieron para Chapuis, Ginebra, en junio de 1816, con la esperanza de que el verano llegaría… pero no fue así.

El 16 de junio de ese año, una tormenta les impidió que retornaran a Chapuis y pasaron la noche en la Villa Diodoti leyendo cuentos de fantasmas. El mal tiempo y el frío persistían, pero era ideal para inspirarse y escribir cuentos de horror; Byron propuso esa noche a sus amigos que cada quien escribiera uno… y fue así como John Polidori escribió *El vampiro*… y fue así como Mary Shelley concibió el monstruo del Dr. Frankenstein, pero no fue esa noche, Mary no escribió nada esa noche ni las siguientes. No obstante, la noche del 23 de junio el grupo, aburrida por el constante mal tiempo con rayos y centellas, conversó sobre la posibilidad de revivir un cadáver con electricidad. Esa noche, en una creativa pesadilla, Mary vio en un sueño cómo ocurría eso, y a la mañana siguiente ya sabía cuál iba a ser su historia de terror y comenzó a escribir las primeras líneas que abrirían el capítulo IV de su famosa novela *Frankenstein, o el moderno Prometeo* (publicada el 1º de enero de 1818), con su célebre personaje, el cual llegó en parodia hasta la TV en el siglo 20 con el personaje de Hermann Munster.

En lo que fue una cadena de hechos separados por miles de kilómetros, ligados en una especie de efecto "mariposa", nadie se imaginó que el tenebroso y fúnebre personaje de Frankenstein iba a surgir por

las fauces de un volcán enfurecido como lo fue el Tambora cuando entró en erupción violentamente en 1815. “El mundo da muchas vueltas” dice la gente, pero el mundo, para aquella época, no sabía por qué este “cambio climático” había ocurrido. Dejando a un lado la ciencia ficción del cuento citado, la ciencia real trataba de explicar las causas. Sin saber lo del volcán, unos decían que esto se debió a las manchas solares, otros decían que era porque los hielos del Polo Norte se estaban fracturando, otros le echaron la culpa a Benjamín Franklin, ya que decían que eso se debía a un exceso de calor que venía del interior de la Tierra a través de la resistencia eléctrica de las barras luminosas que él había inventado, alterando el natural flujo térmico, etc. Paradójicamente, Franklin ya lo había dicho 33 años antes cuando relacionó una extraña niebla seca que apareció en Europa en 1783, que reducía el brillo solar, con la erupción del volcán Lakagígar, en Islandia, pero nadie le hizo caso en 1816. Hoy día se sabe que los efectos de enfriamiento atmosféricos de los aerosoles volcánicos se deben a que son fuertemente dispersores de la luz solar impidiendo que esta llegue y caliente la superficie.

Para 1815, en Venezuela, el “volcán” de la independencia sigue haciendo erupción. Fernando VII, libre de la amenaza napoleónica, envía un poderoso ejército al mando de Pablo Morillo. Bolívar por diferencias, viaja a Jamaica y Camilo Torres es nombrado presidente de la unión neogranadina. Pero en 1816 Bogotá es tomada por Morillo y Torres, Caldas y otros revolucionarios son ejecutados. Bolívar en Haití, con la ayuda de Petión, regresa a Venezuela por Oriente y Páez lo reconoce como jefe supremo. Nadie para aquella época podía pronosticar que entre el 11 y el 14 de abril, pero de 2002, otro “volcán” político iba hacer erupción en Venezuela. En fin, “el mundo da muchas vueltas”…

No hay duda de que Frankenstein (Mary Shelley), junto a su “colega” Drácula (Bram Stocker) son hasta ahora los personajes más escalofriantes de la literatura universal.

2

DESARROLLO HISTÓRICO DE LA TEORÍA SOBRE EL CALENTAMIENTO-ENFRIAMIENTO DEL AIRE POR PARTÍCULAS ATMOSFÉRICAS: UNA REVISIÓN CRÍTICO-TUTORIAL INTRODUCTORIA

(Segunda parte)

"Las ciencias no tratan de explicar
los fenómenos, ni tan siquiera tratan de
interpretarlos, sino que fundamentalmente
construyen modelos. Por modelo
se entiende cualquier construcción matemática
que, unida a ciertas interpretaciones
de naturaleza verbal, sirve para describir
los fenómenos observados.
La justificación de tales
construcciones matemáticas
reside única y exclusivamente
en la esperanza de que funcionen"

John von Neumann

2.1 Efectos de la radiación infrarroja y las partículas sulfatadas en la mira de los investigadores (1976-1978)

En mucho del trabajo hecho a los comienzos de los años 70 concerniente a las partículas o aerosoles troposféricos, cuyo impacto recayó sobre el balance de energía del sistema entero atmósfera-superficie como un todo, la interacción de las partículas con la radiación terrestre fue despreciada porque se asumió que los efectos del IR eran pequeños comparados con el impacto que tenían las partículas sobre la radiación solar. Para aerosol troposférico, esta presunción era hasta cierto punto soportada por los cálculos de Rasool & Schneider (1971), quienes

incluyeron interacciones de las partículas tanto con la radiación solar como con la terrestre (IR). Sin embargo, bajo ciertas condiciones, los aerosoles en la estratosfera, la mayoría de ellos constituidos por sulfatos (Cadle, 1972) que son partículas altamente dispersoras a longitudes de ondas en el visible y razonablemente fuertes absorbedores en longitudes de onda en el IR (Nuemann, 1973; Cadle & Grams, 1975), y en la troposfera [como fue plateado previamente por Grassl (1973), Sargent & Beckman (1973), y por Wang & Domoto (1974); véase el apartado 1.6.2], pueden perturbar en el IR terrestre más que en el visual solar.

2.1.1 Efecto de calentamiento-enfriamiento por una capa de partículas volcánicas estratosféricas: radiación infrarroja vs radiación visible

Para investigar la anterior hipótesis, Coakley & Grams (1976), con ayuda de un simple modelo de balance de energía radiativa, derivaron una expresión analítica muy interesante, la cual depende solamente de las propiedades ópticas del aerosol (de forma esférica) en el IR y en el visual, y del albedo planetario (troposfera + superficie) que da, como una medida del efecto del aerosol, el cambio fraccional en el flujo ascendente de radiación infrarroja terrestre $\uparrow F_{IR}$ en la base de una capa de aerosol estratosférico ubicada en la tropopausa; en símbolos, esta fracción se denotará por $(\Delta\uparrow F_{IR}/\uparrow F_{IR})_{trop}$. El modelo puede ser usado para estimar la respuesta de la temperatura superficial media global a un aumento en los aerosoles estratosféricos. El detalle interesante es que para ver qué es lo que prevalece, el modelo separa los efectos competitivos de las partículas sobre los flujos radiativos tanto solar (visible) como terrestre u onda larga (IR); implícitamente, la expresión dependerá del tamaño del aerosol (o parámetro de tamaño α) y del índice de refracción en el IR, así como también en el visual, todos los cuales son la entrada básica para calcular las propiedades ópticas.

Primeramente, para alcanzar este objetivo, los investigadores mostraron de una manera apropiada, y como una condición necesaria, cómo una partícula puede extinguir más, o al menos, igualmente radiación IR en comparación con la radiación visible. El coeficiente de extinción, calculado vía Teoría de Dispersión de Mie, como función del parámetro de tamaño para partículas esféricas ($\alpha = 2\pi r/\lambda$), para diferentes valores de la parte imaginaria del índice de refracción (por ejemplo, para 0, 0.1, 0.01, 0.001), indicaba que era posible para partículas extremadamente pequeñas ($\alpha << 1$), partículas grandes ($\alpha > 1$), absorber radiación de onda larga ($\alpha << 1$) para extinguir más radiación que en el visible ($\alpha < 1$).

Para su modelo, después de una completa derivación, estos investigadores arriban a la siguiente expresión:

$$(\Delta\uparrow F_{IR}/\uparrow F_{IR})_{trop} \approx \delta_{a,IR}[1-\varpi_{IR} + (2\varpi_{IR}/\beta_{IR})] - \delta_{a,VIS}[(1-\varpi_{VIS})(1-3A)/(1-A) + 2\varpi_{VIS}\beta_{VIS}(1-A)], \quad (43)$$

donde $\delta_{a,IR}$ y $\delta_{a,VIS}$, ϖ_{IR} y ϖ_{VIS}, β_{IR} y β_{VIS} son la profundidad óptica del aerosol en el IR y en el visual, el albedo de simple dispersión en el IR y en el visual, y el parámetro de retrodispersión (hacia arriba) en el IR y en el visual respectivamente; A es el albedo planetario (en el visual). El primer término del lado derecho de la ec. (43) representa la contribución en el IR y el segundo término la contribución en el visual. El balance entre estos términos determina el efecto (signo) de $(\Delta\uparrow F_{IR}/\uparrow F_{IR})_{trop}$. Para el caso particular en el cual la influencia del IR se desprecia, el efecto es de calentamiento para $A < 0.3$; por el contrario, este será un enfriamiento sin importar los valores de ϖ_{VIS} y β_{VIS}. Pero para un valor fijo de A, el signo dependerá exclusivamente del radio de la partícula r, vía cálculo de dispersión de Mie de los parámetros δ_a, ϖ y β. Teóricamente debe haber dos valores de r donde $(\Delta\uparrow F_{IR}/\uparrow F_{IR})_{trop} = 0$; este sería el "cociente de equilibrio". Pese lo anterior, se encuentra interesantemente que, conforme a los resultados reportados por

Coakley & Grams (1976), la contribución IR llega a ser dominante para ambas, tanto para partículas pequeñas con radios del orden de unos pocos centésimos de micrómetros o más pequeñas, como para partículas grandes con radios de aproximadamente 1 µm o más grandes. Partículas de estos tamaños en la estratosfera son probablemente las que contribuyen a un calentamiento de la superficie. Por otra parte, partículas en el rango de tamaño intermedio contribuirán al enfriamiento. El efecto de partículas con radios entre 0.1 µm y 1.0 µm sobre la radiación solar incidente puede poner fuera de lugar sus efectos sobre la radiación IR terrestre. Hoy día, los resultados gráficos relacionados, presentados por estos autores en su figura 6, pueden aproximadamente ser simulados con la ayuda de un paquete de computación conocido por OPAC (*Optical Properties of Aerosol and Clouds*) para calcular las propiedades · pticas del aerosol (Hess et al., 1998) requerido por la ec. (43)[10]. En sus cálculos-muestras usaron cuatro combinaciones de índices de refracción en el IR y visual (1.5 - 0.0i y 1.5 - 0.5i para radiación solar, 1.5 - 0.1i y 1.5 - 0.5i para IR terrestre), una concentración de masa en las partículas de 1 μgm^{-3} y una capa de 1 km de espesor. El efecto de cualquier otra concentración pudo ser obtenido al notarse que $(\Delta\uparrow F_{IR}/\uparrow F_{IR})_{trop}$ es linealmente proporcional a la concentración de partículas, vía profundidad óptica. Además del cambio en los flujos radiativos IR se intentó inferir una muy cruda estimación en el cambio fraccional de la temperatura estratosférica. Aunque reconocieron que su aplicación era probablemente inadecuada para estimar tal cambio de temperatura, los mencionados autores fueron capaces con este procedimiento de calcular crudamente la máxima respuesta posible de la temperatura superficial atribuible a la erupción volcánica del Monte Agung, que resultó en un enfriamiento de 0.8 K. Finalmente, Coakley & Grams (1976) concluyeron que debido a que la mayoría de la masa de los

[10] Este paquete puede ser descargado de:
ftp://ftp.lrz-muenchen.de/pub/science/meteorology/aerosol/opac/index.html

aerosoles estratosféricos parece estar concentrada en partículas con radios entre 0.1 μm y 1 μm, la contribución más probable es la de un enfriamiento en la superficie, corroborándose así lo establecido en la subsección 1.1.

En este punto de nuestra revisión tutorial introductoria, el lector debería ser capaz de seguir con cierta facilidad, como ejercicio, la derivación detallada dada por Coakley & Grams (1976) de su modelo. Atención cuidadosa debe ser puesta a la notación usada para designar el visible y el IR, a las suposiciones hechas (principalmente aquellas sobre el equilibrio radiativo, sobre los gases como absorbedores grises, etc.), y en particular a las aproximaciones hechas que, aunque crudas, pueden aparentemente ser confusas [convenientemente, el ejercicio debiera incluir un intento por derivar también sus ecuaciones (13) – (14) (véase el "efecto cascada" del apartado 1.6.1) o, al menos, entender tales ecuaciones cualitativamente]. Adicionalmente, este estudio del artículo de Coakley & Grams (1976) debe incluir la identificación de un error contenido en la ec. (37) de este.

Un segundo estudio, hasta cierto punto similar al anterior, fue conducido por Harshvardhan & Cess (1976), pero en términos diferentes. El propósito de este fue formular un análisis de primer orden que describiera la magnitud de la reducción en la temperatura superficial global, pero como función de la concentración de aerosol (esto es, en función de su profundidad óptica en el visual $\delta_{a,vis}$) en virtud de la presencia de una capa de aerosol estratosférico constituido por 75% de sulfato (presumiblemente en forma de ácido sulfúrico acuoso superfrío), y también, asociado con esto, que estimara el correspondiente cambio de la temperatura estratosférica en la vecindad de esa capa, también como función de $\delta_{a,vis}$, a un nivel de 20 km.

El modelo de aerosol estratosférico (distribución del tamaño) aplicado fue aquel adaptado de Remsberg (1973), y sus propiedades ópticas, en el rango del visual y también en el IR, fueron calculadas vía Teoría de Mie

con valores apropiados del índice de refracción tomados de mediciones disponibles en otras publicaciones. Elterman *et al.* (1973) encontraron que la estratosfera normal contiene probablemente dos capas de aerosol centradas cada una a 15.6 km y 19.3 km respectivamente. A estas alturas, la estratosfera exhibe una temperatura media variable que depende de la latitud, mes o estación del año. Por ejemplo, a 19.5 km, la temperatura a 30º N es de 206.68 K en enero y de 210.66 K en julio; para 45º N es de 215.5 K en enero y de 218.58 K en julio; y para latitudes medias (entre 30º N y 60º N) durante las estaciones primera-otoño es de 216.65 K.

Esas capas de aerosol absorben y reflejan radiación solar incidente, mientras que absorben, reflejan y emiten en longitudes de onda infrarrojas. Para radiación solar, estos autores encontraron que la reflectividad de la capa de aerosol, expresada como $\uparrow F_{a\text{-}e,sc} = 2\omega_{vis}\beta_{bsc}\delta_{a,vis}$, (Coakley & Chýlek, 1975) fue $\uparrow F_{a\text{-}e,sc} = 0.37\delta_{a,vis}$, siempre y cuando $\delta_{vis} = 1$, $\omega_{vis}=1$ y β_{bsc} sea calculada para el modelo de aerosoles arriba referido. Para la radiación IR, las expresiones para la emisividad (Staley & Jurica, 1972) y absortividad de la capa de aerosol fueron $\varepsilon_a = 0.0816\delta_{a,vis}$ (calculada a 217 K, sin que se dieran razones de por qué este valor fue escogido), y $F_{a,ab,IR} = 0.1029\delta_{a,vis}$ (para $T_e = 253$ K) respectivamente. En la obtención de los valores indicados en esta dos últimas expresiones, la dispersión en el IR fue despreciada, puesto que $\omega_{vis}(\lambda) < 0.1$ para $\lambda > 5$ µm [esto es consistente con las conclusiones de Coakley & Grams (1975) y Remsberg (1973)]. Adicionalmente, el conocido *Parámetro de Invernadero*, definido como $\sigma_{e,vis}/\sigma_{e,IR} = \delta_{a,vis}/\delta_{a,IR}$ (Peñaloza M., 1996a) fue aplicado tal que $\delta_{a,IR} = (\sigma_{e,IR}/\sigma_{e,vis})\,\delta_{a,vis}$. Note que $F_{a\text{-}e,ab,IR}/\varepsilon_a = 1.26$, lo que es un indicativo de cuán gris (desde un punto de vista espectroscópico) es la capa de aerosol. El lector es referido al artículo de Harshvardhan & Cess (1976) para detalles sobre estos cálculos y al artículo de Staley & Jurica (1972) para la definición y uso del concepto de emisividad en la atmósfera notando

que 0 ≤ emisividad ≤ 1. Cuando la emisividad en la atmósfera es igual a 1, la emisión es la de un cuerpo negro e igual a σT^4.

Con toda esta información a la mano sobre las propiedades radiativas del aerosol en el visual e IR, su primer paso fue determinar la temperatura estratosférica perturbada a 20 km asumiendo que esta variable está solamente gobernada por la transferencia radiativa debido a las opacidades gaseosas y del aerosol, aplicando el procedimiento del enfriamiento newtoniano (ver más abajo) a cada constituyente; en tal procedimiento, el así llamado tiempo de relajación o coeficiente de enfriamiento newtoniano N_C (día^{-1}), tuvieron que ser evaluados para H_2O y CO_2, que son las principales fuentes de opacidades infrarrojas a dicha altura, y evaluado para el aerosol también. Estos coeficientes representan la variación diaria fraccional de la temperatura atmosférica debido al efecto de calentamiento-enfriamiento por la absorción o emisión de radiación IR cada día, vale decir, cuantifican la tasa diaria a la cual la radiación puede disipar una perturbación térmica. Bajo condiciones corrientes y normales, para H_2O y CO_2, un valor de $N_{C(gas)}$ = 0.012 día^{-1} (0.0022 día^{-1} para el H_2O y 0.0096 día^{-1} para el CO_2) fue estimado por Harshvardhan & Cess (1976) a esa altura estratosférica, asumiendo de nuevo una temperatura de 217 K en esa región; así, considerando que su temperatura de equilibrio es $T_{o,s}$ = 214 K en ausencia de cualquier opacidad adicional debido al aerosol extra, una contribución de alrededor de 0.65 K es hecha en la estratosfera por día debido al aerosol normal [calculado a través de $(dT/dt) = N_{C(gas)}T/4$; el factor ¼ en esta ecuación da cuenta del hecho, ya señalado, de que el calentamiento es solamente durante el horario diurno (o el área superficial de una esfera es 4 veces su sección transversal], conduciendo a una temperatura de 214.65 K que es prácticamente la temperatura estratosférica media a esa altura bajo condiciones normales. La banda 9.6 μm del ozono no fue incluida en su formulación para $N_{C(gas)}$, puesto que la contribución de esta banda

es la de calentar a través de la absorción de la radiación IR ascendente; así, tal banda influenciará la temperatura de equilibrio $T_{o,s}$ pero no $N_{C(gas)}$. Aquellos lectores que sientan interés por los detalles básicos de los cálculos matemáticos que describen el efecto de calentamiento-enfriamiento por transferencia de radiación terrestre IR de los gases de infrarrojos como CO_2 y O_3, en atmósfera clara y despajada, querrán leer seguramente el excelente trabajo comprensivo de Plass (1956a, b), de Staley & Jurica (1970, 1972) y/o el excelente libro de Goody (1995); para completar el entendimiento básico de ambos aspectos a un nivel intermedio pueden ir al capítulo 7 de Paltridge & Platt (1976), el cual incluye vapor de agua [a un nivel más alto, puede verse Goody (1964) o Rodgers & Walshaw (1966)]. Para una elemental introducción de la Ley de Enfriamiento de Newton, en la cual está involucrada la radiación, ver O'Sullivan (1990), Bohren (1991), French (1993) y Winterton (1999).

Para el aerosol, el tiempo de relajación es directamente proporcional a $\delta_{a,vis}$ y es dado por $N_{C(aerosol)} = 0.159\delta_{a,vis}$ día^{-1}. En la obtención de esta expresión, los autores usaron el balance de energía entre la salida hacia arriba y hacia abajo del IR en la capa de aerosol ($2\varepsilon_a\sigma T^4$) y la correspondiente absorción o entrada ($F_{a,ab,IR}\sigma T^4$) escrita como la diferencia $2\varepsilon_a\sigma T^4 - F_{a,ab,IR}\sigma T_e^4$. Si L es el espesor geométrico de la capa de aerosol, la expresión $(2\varepsilon_a\sigma T^4 - F_{a,ab,IR}\sigma T_e^4)/L$ representa el gradiente de flujo radiativo. Su derivada, $8\varepsilon_a\sigma T^3\Delta T/L$, debe ser igual a $\rho_{aire}c_pN_{C(aerosol)}\ \Delta T$ (Ley de Enfriamiento de Newton; aquí, $\Delta T = T - T_{o,s}$); luego $N_{C(aerosol)} = 8\varepsilon_a\sigma T^3/\rho_{aire}c_pL$ [véase Houghton (1995)], donde c_p es el calor específico del aire. Note que el inverso de la unidad de tiempo sale de la constante σ [Js^{-1}m^{-2}K^{-4}]. Empleando $\varepsilon_a = 0.0816\delta_{a,vis}$, $T = 217$ K, L = 2.3 km y lo demás, la relación arriba referida para $N_{C(aerosol)}$ es obtenida (este resultado es muy aproximado puesto que L depende de la densidad de masa de los aerosoles y este podría ser desconocido). En general, multiplicando el tiempo de relajación N por la respectiva temperatura de equilibrio T se

obtiene el correspondiente enfriamiento (en Kdía^{-1}) de cada componente, $N_{C(gas)}T_{o,s(gas)}$ y $N_{C(aerosol)}T_{o,s(aerosol)}$, en condiciones separadas. En condiciones de mezcla de ambos componentes, entonces, $N_{C(gas)}T_{20}$ y $N_{C(aerosol)}T_{20}$ son los enfriamientos respectivos a la temperatura de equilibrio estratosférica T_{20} (a 20 km de altura).

A 20 km se establece un balance de energía entre el enfriamiento combinado (en K día^{-1}) y el enfriamiento separado debido a los componentes, gas y aerosol, a cada temperatura de equilibrio. De ese balance se deduce que $[N_{C(gas)} + N_{C(aerosol)}]T_{20} = N_{C(gas)}T_{o,s(gas)} + N_{C(aerosol)} T_{o,s(aerosol)}$, o sea que, $N_{C(gas)}[T_{20} - \mathrm{T}_{o,s(gas)}] + N_{C(aerosol)}[T_{20} - \mathrm{T}_{o,s(aerosol)}] = 0$, donde T_{20} es la temperatura a esa altura tomando en cuenta ambas opacidades, tanto la del gas como del aerosol, $T_{o,s(gas)}$ es la temperatura de equilibrio del gas a esa altura (igual a 214 K), y $T_{o,s(aerosol)}$ es la similar para el aerosol calculada como $[T_{o,s(aerosol)}/T_e]^4 = F_{a,ab,IR}/2\varepsilon_a$ [a través de un balance de energía tal que $2\varepsilon_a\sigma T^4_{o,s(aerosol)} = F_{a,ab,IR}\sigma T_e^{\,4}$ (ver Goody & Walker, 1975; Jacob, 1999; Bohren & Clothiaux, 2006); con $T_e = 253$ K y $F_{a,ab,IR}/\varepsilon_a = 1.26$, $T_{o,s(aerosol)} = 225$ K]. Se sigue por lo anterior que

$$T_{20} = 214[(1 + 13.90\delta_{a,vis}) / (1 + 13.22\delta_{a,vis})] \,, \qquad (44)$$

recordando que $\delta_{a,vis}$ es la opacidad en el visual del aerosol. Puede ser visto a partir de esta expresión que cuando $\delta_{a,vis} \rightarrow \infty$, $T_{20} \rightarrow 225$ K, para una máxima diferencia en el calentamiento de 9 K en la vecindad de esta capa de aerosol estratosférico, un resultado que tiene interesantes implicaciones concernientes a eventos que siguen a erupciones volcánicas como la que se puede ver en la figura 6.

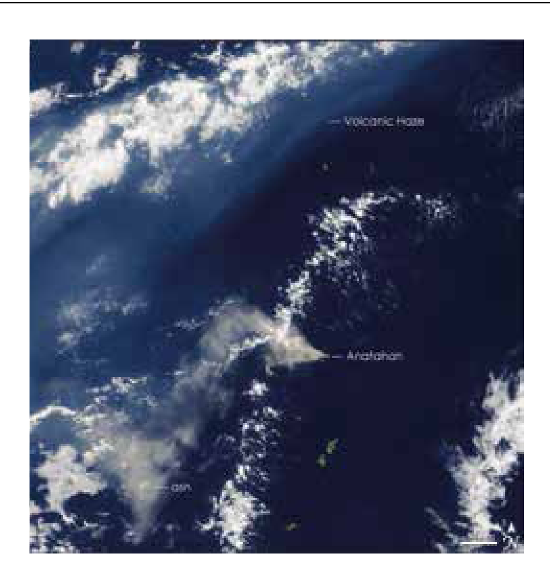


FIGURA 6. Dos tipos diferentes de emisiones volcánicas fueron claramente visibles el 1º de mayo de 2005 cuando el espectro-radiómetro MODIS a bordo del satélite Terra de la NASA capturó esta imagen de la erupción del volcán Anatahan (Islas Marianas) en el Pacífico occidental. Se puede ver una pluma gruesa de ceniza y vapor que curvea hacia el oeste y luego, a mayor altura, hacia el suroeste. Se observa también un velo de bruma vo lcánica (volcanic haze) que curvea hacia el nordeste sobre este océano y que cubrió 2593 km a la redonda de este. La visibilidad dentro de la nube volcánica cayó a 4 km. Esta bruma se forma a partir de dióxido de sulfuro proveniente del volcán, mezclado con agua de la atmósfera para forma una neblina de ácido sulfúrico. Esta bruma es altamente reflexiva, lo que permite que se vea en contraste contra las aguas oscuras del mar. Más detalles sobre esta imagen en: http://earthobservatory.nasa.gov/NaturalHazards/view.php?id=14481

Lo anterior es ilustrado en la figura 7, en la cual, la ec. (44) es graficada para $0 \leq \delta_{a,vis} \leq 1$. Se observa que T_{20} es altamente sensible en el intervalo $0 \leq \delta_{a,vis} \leq 0.15$. Por ejemplo, de $\delta_{a,vis} = 0$ a $\delta_{a,vis} \cong 0.02$ hay un cambio de $\Delta T_{20} \cong 2$ K. La respuesta en la estratosfera es bastante rápida. Por varios años, después de la erupción del Monte Agung (8.5º S) en 1963, se observó que la temperatura al nivel de 19.5 km permaneció entre 2 K y 3 K por encima del valor anterior antes de este evento. Pero también fue observado

que la perturbación en la opacidad algunos años después de esta erupción cayó de ~ 0.30 a ~ 0.05 (Baldwin *et al.*, 1976), la cual, en el contexto de este modelo, significó un cambio en T_{20} de ~ -5 K; esto, de vuelta, estuvo bastante cerca del cambio medido por Newell (1970) a la misma latitud del volcán, atribuible no solamente al cambio en la concentración del aerosol con el tiempo, sino también al cambio temporal en las especies de dicho aerosol consistentes con medidas a largo plazo de las concentraciones estratosféricas de sulfato.

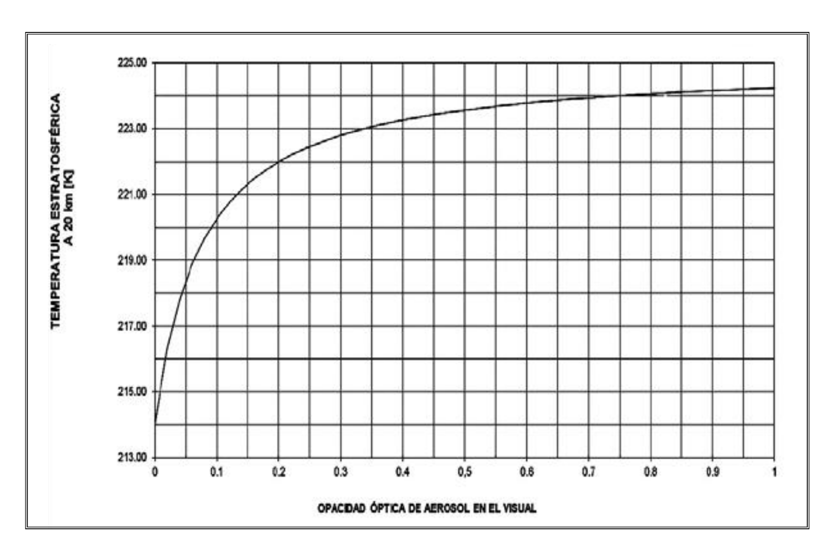


FIGURA 7. Temperatura estratosférica a 20 Km de altura como función de la opacidad óptica del aerosol en el visual, según el modelo de Harshvardhan & Cess (1976) [ec. (44)]. La curva describe un efecto de calentamiento inducido por aerosol primario generado volcánicamente y esparcido a esa altura

Los resultados del análisis precedente fueron aplicados, como un segundo paso del trabajo de Harshvardhan & Cess (1976), a un balance

de energía global para obtener una estimación de primer orden de la reducción de la temperatura media superficial, como función del espesor óptico del aerosol en el visual $\delta_{a,vis}$. Con $\uparrow F_{IR}$ denotando el flujo IR ascendente e incidente sobre el fondo de la capa de aerosol, este balance da $(W_o/4)(1 - A)(1 - \uparrow F_{a-e,sc})/[1 - A(\uparrow F_{a-e,sc})] = \uparrow F_{IR}(1 - F_{a,ab,IR}) + \varepsilon_a \sigma T_{20}^4$; A denota el albedo combinado del sistema atmósfera-superficie. Aquí, la ec. (14) de Coakley & Grams (1976) es usada, con T ≈ 1, para el término del lado izquierdo de esta última ecuación. Esta representa el flujo solar absorbido por el sistema atmósfera-superficie bajo el esquema de múltiples reflexiones [ec. (31)]. La suma del lado derecho describe el flujo IR saliente en términos de cantidades [e.g. T_{20} es dado por la ec. (44)] junto con el resto de los parámetros del aerosol, los cuales son expresados como función de $\delta_{a,vis}$. Para encontrar el cambio de temperatura superficial ΔT_S, los autores establecen que $\uparrow F_{IR} = F_{sal} + (d\uparrow F_{IR}/dT_S)\Delta T_S$. Puesto que $F_{sal} = (W_o/4)(1 - A)$ [ver ec. (4)], ΔT_S es estimado siempre y cuando $d\uparrow F_{IR}/dT_S$ sea dado. La expresión empírica $d\uparrow F_{IR}/dT_S = 0.0032 - 0.0023A_C$ tomada de Budyko (1969b), donde A_C es la fracción de la cobertura nubosa (para la nubosidad promedio, $A_C = 0.5$), es aplicada. Luego

$$\Delta T_S(\delta_{a,vis}) = -[F_{sal}/(d\uparrow F_{IR}/dT_S)]\{1 - [(1 - \uparrow F_{a-e,sc})/(1 - A\uparrow F_{a-e,sc}) - (\varepsilon_a \sigma T_{20}^4/F_{sal})][1 - F_{a-e,ab,IR}]^{-1}\}. \quad (45)$$

Recordando que $\uparrow F_{a-e,sc} = 0.37\delta_{a,vis}$, $\varepsilon_a = 0.0816\delta_{a,vis}$, $F_{a-e,ab,IR} = 0.1029\delta_{a,vis}$, $W_o = 1.95$ cal cm^{-2} min^{-1}, $\sigma = 8.26\text{x}10^{-11}$ cal cm^{-2} min^{-1} K^{-4} y $A = 0.38$, la figura 8 ilustra la reducción esperada en la temperatura superficial media global dada por la ec. (45) como función del espesor óptico en el visible del aerosol estratosférico cuando el IR es incluido y cuando no lo es ($F_{a-e,ab,IR} = \varepsilon_a = 0$). Al comparar las dos curvas, uno puede notar que la opacidad IR del aerosol no cumple un papel tan preponderante en la compensación de la reducción de la temperatura superficial debido a la reflectividad solar del aerosol. En particular, el aerosol estratosférico normal (i.e. $\delta_{a,vis}$

= 0.02) reduce la temperatura media global por aproximadamente 0.6 K. Esta reducción es más significativa en la medida en que $\delta_{a,vis}$ aumenta. Esta metodología puede ser cuestionable debido a la incerteza asociada con el cálculo de T_{20}. Los autores en referencia, como punto final, enfatizan en que su balance de energía global de primer orden desprecia lo que puede ser potencialmente un mecanismo de retroalimentación importante que se relaciona con la variabilidad de la nubosidad.

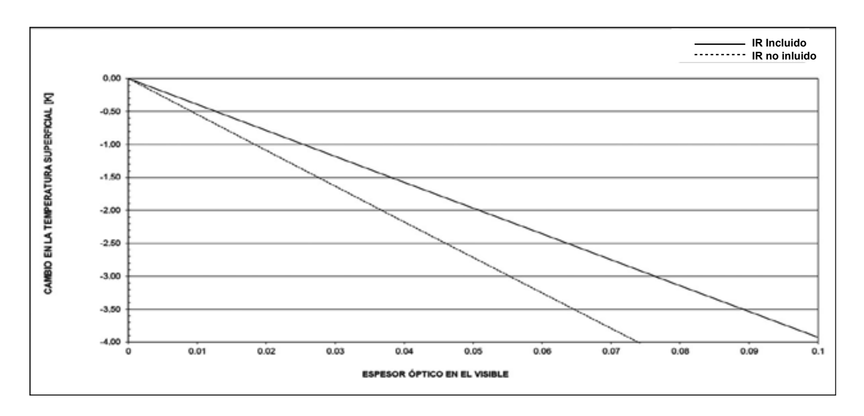


FIGURA 8. Reducción esperada en la temperatura media global como función del espesor óptico visible de aerosol volcánico estratosférico, rico en sulfuro, cuando el infrarrojo (IR) es incluido (curva superior) y cuando no lo es (curva inferior), según el modelo de Harshvardhan & Cess (1976) [ec. (45)]

Un equipo diferente encabezado por Baldwin *et al.* (1976), trabajando con un modelo más refinado para determinar la cantidad de energía solar absorbida por la Tierra y resolviendo la ETR para la evaluación numérica de la radiación térmica emitida al espacio, enfocó específicamente la atención en la actividad volcánica (cuantificada como perturbaciones de la opacidad óptica) como un agente de anomalías climáticas estudiando el ΔT_S hemisférico (norte, sur y ambos) como función del tiempo (mostrado en su figura 2 como un promedio de períodos de 10 años, entre 1884 y 1970). A pesar de todas las aproximaciones hechas y

despreciando varios mecanismos de retroalimentación, se demostró que existe una correspondencia entre los cambios temporales negativos de ΔT_S (enfriamiento) y las perturbaciones (aumento) de $\delta_{a,vis}$ como resultado de las consecuencias a largo plazo de los mayores eventos volcánicos (aumento de aerosol estratosférico sulfatado). Sus estimaciones estuvieron limitadas a condiciones sostenidas si tales perturbaciones pudieron persistir por un período mucho más largo que la respuesta temporal del sistema atmósfera-océano-superficie. También se demostró, por parte de Harshvardhan & Cess (1976), que como resultado de las consecuencias a corto plazo (caso de polvo de silicatos) hubo una tasa positiva de calentamiento de la atmósfera en el caso de la ya citada y estudiada erupción del Monte Agung (isla de Bali) en 1963.

Alternativamente, más de dos décadas después de que el trabajo de los anteriores autores apareciera, Sigurdsson (1990), basado en observaciones climáticas históricas, fue capaz de encontrar una relación empírica entre la carga de sulfuro volcánico $\{SO_2\}$ y el cambio (o anomalía) de la temperatura superficial máxima del HN: **$\Delta T_S = -5.9 \times 10^{-5}\{SO_2\}^{0.31}$ (con $\{SO_2\}$ en kg);** esta, sin embargo debería ser usada con precaución, por lo que debe ser considerada una aproximación de primer orden.

A mediados de los 70 era bien conocido que las perturbaciones radiativas del clima global representaban (y aún representan) una muy amplia clase de mecanismos tanto para la alteración climática natural como para el antropogénico. Ejemplos de ello son cambios en la composición de los gases atmosféricos como CO_2, vapor de agua (Maurellis & Tennyson, 2003), ozono (Molnar *et al.*, 1994) y otros gases traza constituyentes [para metano, ver Wuebbles & Hayhoe (2002)]; cambios en el contenido de aerosol por emisiones volcánicas o polución antropogénica; cambios en el albedo superficial de la Tierra (Sagan *et al.*, 1979; Potter *et al.*, 1980; Henderson-Sellers & Hughes,

1982; Dickinson, 1983; Kraus & Alkhalaf, 1995; Lyons *et al.*, 1996) y cambios en el flujo de la radiación solar entrante (Laut, 2003; Haigh, 2003; Goode & Pallé, 2007). En este sentido, el tercer artículo a ser revisado en esta subsección es el de Bryson & Dittberner (1976), quienes dejaron constante la radiación solar entrante y el albedo superficial. Aunque algo controversial debido a las críticas hechas por Woronko (1977) a sus conclusiones esenciales, estamos ahora en la presencia de otro trabajo valioso en el contexto tutorial de la presente obra. El tópico de la referida investigación es la aplicación de un modelo empírico, no en equilibrio, para estimar la temperatura superficial media hemisférica (T_{superf}), debido tanto a la actividad volcánica como a la actividad humana sobre escalas temporales de décadas. El significado pedagógico del trabajo de estos autores reside en cómo ellos concibieron el modelo, muy apropiado para mostrar al lector cómo se calcula la variación temporal de la temperatura aludida. De principal importancia es la idea básica de los autores de aplicar un modelo (que no está en equilibrio) tan simple que este puede ser establecido sobre las bases de pocas variables (siguiendo el conocido criterio de la "navaja" de William de Ockham como los mismos autores consideran).

El escenario es una atmósfera dividida en tres (3) capas. La superior, que representará la estratosfera (Est) y asumida sin nubes, contiene una cantidad variable de aerosol volcánico; la transmisión solar de esta capa se designa por T_{Est} y variará solamente con la densidad del aerosol. La capa intermedia representará la troposfera superior (Trs), asumida libre de polvo, y contiene en su base nubes con una transmisión (opacidad solar equivalente) O_C y el resto, con aire claro, tiene una transmisión solar T_{Trs}. La capa más baja, en contacto con la superficie terrestre (con albedo R_S), representará la baja troposfera (Trb) y se considerará libre de nubes, pero conteniendo aerosol antropogénico; su transmisión solar es T_{Trb}. Las fracciones $\downarrow F_{fsc,x}$ (x = Est, Trs, Trb) de la radiación atenuada

correspondiente en cada capa será respectivamente dispersada y radiada hacia delante por las moléculas atmosféricas y las partículas de aerosol produciendo una radiación difusa hacia abajo. Esto último, por ejemplo, en la estratosfera, en su base, será la fracción $\downarrow F_{fsc,Est}(1 - T_{Est})$, la cual llega también junto con la fracción que pasa o se transmite T_{Est}. Al pasar la troposfera superior, bajando hacia el tope de la baja troposfera, la primera de estas dos últimas se reducirá por $\downarrow F_{fsc,Est}(1 - T_{Est})(1 - T_{Trs})$, pero parte de esta será dispersada hacia delante a la baja troposfera por una fracción de $(1 - O_C)\downarrow F_{fsc,Est}(1 - T_{Est})(1 - T_{Trs})\downarrow F_{fsc,Trs}$, pero también será parcialmente transmitida por la cantidad $(1 - O_C)\downarrow F_{fsc,Est}(1 - T_{Est})T_{Trs}$. Simultáneamente, parte de la primera fracción inicial de la transmisión en la estratosfera, o sea, T_{Est} pasará a la troposfera superior por la cantidad $(1 - O_C)T_{Trs}T_{Est}$ y parte de esta será dispersada hacia delante por $(1 - O_C) T_{Est}(1 - T_{Trs})\downarrow F_{fsc,Trs}$.

De esta forma, cuatro fracciones arriban al tope de la baja troposfera: por un lado, $[(1 - O_C)\downarrow F_{fsc,Est}(1 - T_{Est})(1 - T_{Trs})\downarrow F_{fsc,Trs}]$ y $[(1 - O_C))\downarrow F_{fsc,Est}(1 - T_{Est})T_{Trs}]$; y por el otro, $[T_{Est}(1 - O_C)T_{Trs}]$ y $[T_{Est}(1 - O_C)(1 - T_{Trs})\downarrow F_{fsc,Trs}]$. Por un efecto cascada, estas cuatro componentes finalmente se partirán en ocho componentes subsidiarias al traspasar la baja troposfera, camino abajo hacia la superficie. Matemáticamente, estas ocho fracciones que arriban al suelo, explícitamente son:

[*i*] $(1 - O_C)T_{Trb}T_{Trs}T_{Est}$;
[*ii*] $(1 - O_C)T_{Trs}T_{Est}(1 - T_{Trb})\downarrow F_{fsc,Trb}$;
[*iii*] $T_{Trb}(1 - O_C)T_{Est}(1 - T_{Trs})\downarrow F_{fsc,Trs}$;
[*iv*] $(1 - O_C)T_{Est}(1 - T_{Trs})\downarrow F_{fsc,Trs}(1 - T_{Trb})\downarrow F_{fsc,Trb}$;
[*v*] $T_{Trb}(1 - O_C)\downarrow F_{fsc,Est}(1 - T_{Est})T_{Trs}$;
[*vi*] $(1 - T_{Trb})(1 - O_C)\downarrow F_{fsc,Est}(1 - T_{Est})T_{Trs}\downarrow F_{fsc,Trb}$;
[*vii*] $(1 - O_C)\downarrow F_{fsc,Est}(1 - T_{Est})(1 - T_{Trs})\downarrow F_{fsc,Trs}T_{Trb}$;
[*viii*] $(1 - O_C)\downarrow F_{fsc,Est}(1 - T_{Est})(1 - T_{Trs})\downarrow F_{fsc,Trs}(1 - T_{Trb})\downarrow F_{fsc,Trb}$.

Como ejercicio sugerido, el lector debería dibujar un diagrama esquemático para este simple modelo a fin de tener una apreciación gráfica de este efecto de cascada desde la relación [*i*] a la [*viii*]. Si las múltiples reflexiones en la superficie no son tomadas en cuenta, la energía solar absorbida por el suelo es simplemente $Q'_{vis} = (W_o/4)(1 - R_S)([i] + [ii] + [iii] + [iv] + [v] + [vi] + [vii] + [viii])$, lo cual conduce a $Q'_{vis} = (W_o/4)(1 - R_S)(1 - O_C)\ [T_{Est} + (1 - T_{Est})\downarrow F_{fsc,Est}][T_{Trs} + (1 - T_{Trs})\downarrow F_{fsc,Trs}]\ [T_{Trb} + (1 - T_{Trb})\downarrow F_{fsc,Trb}]$. Si múltiples reflexiones por las nubes han de ser tomadas en cuenta, se tendría que añadir a Q'_{vis} un término de la forma $Q'_{vis}[R_S O_C T_{Trb}^2/(1 - R_S O_C T_{Trb}^2)]$, en el cual el factor entre corchetes cuantifica las reflexiones múltiples de las nubes que están encima de la superficie [no por las múltiples reflexiones desde el fondo como lo es en la ec. (31); nótese entonces la diferencia]. Recomendamos también como ejercicio sugerido al lector que trate de obtener este término considerando que este se origina de la suma de una serie infinita de la forma $\sum_{n=1}^{N} R_S^n O_C^n T_{Trb}^{n+1}$ donde $N \rightarrow \infty$ (con $R_S O_C < 1$ y $T_{Trb} < 1$). Por lo tanto, la energía solar total absorbida por la superficie es $Q_{vis} = Q'_{vis}\{1 + [R_S O_C T_{Trb}^2/(1 - R_S O_C T_{Trb}^2)]\} = Q'_{vis}[1 - R_S O_C T_{Trb}^2]^{-1}$.

Problema 2.1. Dibujar un diagrama esquemático con el fin de tener una apreciación gráfica del efecto de cascada expresado por las relaciones de la [*i*] a la [*viii*].

Problema 2.2. Obtener el término $Q'_{vis}[R_S O_C T_{Trb}^2/(1 - R_S O_C T_{Trb}^2)]$, considerando que este se origina de la suma de una serie infinita de la forma $\sum_{n=1}^{N} R_S^n O_C^n T_{Trb}^{n+1}$ donde $N \rightarrow \infty$ (con $R_S O_C < 1$ y $T_{Trb} < 1$).

El siguiente paso en la formulación del modelo de Bryson y Dittberner es el de estimar las pérdidas de la superficie terrestre en el IR que comprende la radiación neta, el flujo neto de calor sensible y el flujo neto de calor latente; el primero de estas tres componentes IR se denominará Q_{IR}.

Se consideran dos términos para Q_{IR}, uno que proviene de la fracción del cielo claro (sin nubes), es decir $(1 - O_C)$, y la otra de la fracción nublada, o sea O_C. El primer término es obtenido de la siguiente manera: la radiación IR que deja la superficie y va a la atmósfera es $\varepsilon_s \sigma T_p^4$, donde ε_s es la emisividad de la superficie y T_p es la temperatura del piso (suelo o superficie, también denominada anteriormente como T_{superf}). Considerando que $(1 - \varepsilon_{at})$ es la transmisividad atmosférica en el IR, la radiación saliente IR o radiación terrestre (apoyado en Idso & Jackson, 1969) de la fracción del cielo claro es $(1 - O_C)\varepsilon_s \sigma T_p^4(1 - \varepsilon_{at})$, donde $\varepsilon_{at} = \varepsilon_w + \varepsilon_{co2} - \varepsilon_v + \varepsilon_{oz}$ es la suma algebraica de las emisividades del vapor de agua, CO_2, corrección por la superposición espectral del H_2O y CO_2 en el IR, y del ozono respectivamente (Staley & Jurica, 1972). Para la emisividad del CO_2, estos autores usaron una formulación derivada por Staley & Jurica (1972) con referencia al nivel de los 1000 mb, i.e. $\varepsilon_{co2} = 0.0235 \ln[CO_2] + 0.0537$, donde $[CO_2]$ es la concentración de dióxido de carbón en partes por millón (ppm). Por otra parte, las nubes emiten $O_C \sigma T_c^4$, donde T_c es la temperatura en la base de las nubes, la cual es atenuada antes de ser absorbida por la superficie; así, $O_C \varepsilon_s \sigma T_c^4(1 - \varepsilon_{sc})$ es aquella que es absorbida [aquí la transmisión IR de la atmósfera debajo de la nube es dada por el factor $(1 - \varepsilon_{sc})$]. Luego el segundo término es la diferencia dada por $O_C \varepsilon_s \sigma T_p^4(1 - \varepsilon_{sc}) - O_C \varepsilon_s \sigma T_c^4(1 - \varepsilon_{sc})$. De aquí, $Q_{IR} = (1 - O_C)\varepsilon_s \sigma T_p^4(1 - \varepsilon_{at}) + O_C \varepsilon_s \sigma (T_p^4 - T_c^4)(1 - \varepsilon_{sc})$. La ecuación de balance de calor para la superficie del hemisferio entonces es

$$m^* \partial T_p / \partial t = Q_{VIS} - Q_{IR} - (\text{flujo neto de calor latente + flujo de calor sensible}), \quad (46)$$

donde m* es la capacidad efectiva de calor del suelo (Sellers, 1965) y se calcula siguiendo los delineamientos de la ec. (8) del artículo de Bryson & Dittberner (1976). Esta última ecuación es una versión específica y extendida de aquella citada por Ackerman (1992) en su

recomendada tutoría sobre la energética atmosférica global y el Efecto de Invernadero, o de aquella aplicada por Rao & Chakravarty (1992). Igualmente, ecuaciones de este tipo fueron básicamente las mismas utilizadas muchos años después por Shell & Somerville (2007) para estudiar el efecto radiativo directo de polvo mineral y aerosol volcánico con un modelo simple climático en equilibrio ($m^*\partial T/\partial t = 0$). Note que $m^*\partial T_p/\partial t$ representa las variaciones en el almacenamiento de calor en el suelo. Para aplicar la anterior ecuación de balance, valores diferentes de las constantes (calor sensible y latente, R_S, O_C, m*, $\downarrow F_{fsc,x}$, ε_w, etc.), así como también las variables independientes [i.e. contenido de CO_2, ε_{co2}, eyección volcánica y polución de partículas antropogénicas], fueron encontradas en la literatura disponible para aquella época de 1976, mientras que otras tuvieron que ser calculadas por medio de expresiones empíricas producidas con data de otros autores para evaluar, por ejemplo, las transmisiones T_{Est} y T_{Trb}. La evaluación de estas últimas fue en aquel momento un obstáculo para estos investigadores, quienes superaron esto apelando a diferentes registros históricos ya publicados relacionados con erupciones volcánicas (Índice de Velo de Polvo modificado *V*), deposición de polvo (en el Cáucaso), deposición de plomo industrial como trazador de la actividad antropogénica (en Groenlandia) para el período de 1880-1960 y así sucesivamente. Sin embargo, sus intentos para hacer esto originaron a su vez un interesante debate entre Woronko (1977) y los referidos investigadores, como será brevemente comentado a continuación.

En efecto, la primera de estas transmisiones fue dada como $\mathbf{T_{Est} = 0.978exp(-0.000282V)}$. La información encontrada en el trabajo de Bryson y Dittberner sobre cómo la anterior relación fue obtenida, no es suficientemente satisfactoria. Por ejemplo, la expresión explícita para calcular *V* [su ec. (11)], como Woronko (1977) establece en su crítica, es hasta cierto punto dificultoso de entender físicamente a pesar de la

explicación dada por sus autores en su réplica (Bryson & Dittberner, 1977). Más aún, la variable *V* es un índice (sin dimensiones), similar al dado por Lamb (1970)[11] , y no está claro cómo este fue usado o relacionado como parte del exponente incluido en la aproximación de la Ley de Beer, la cual, según la ecuación doce de ellos, da el haz de radiación del cielo claro a nivel del suelo. En este exponente, un "coeficiente de extinción" está involucrado con *V* [("coeficiente de extinción")x*V*], significando que este tampoco tiene dimensiones; así que no está claro qué significado físico tiene este "coeficiente".

La segunda de estas transmisiones fue dada como se presenta: **T_{Trb} = exp[-0.0280x*(Deposición de Polvo)* – 0.111x(*Deposición de Plomo Industrial)]***. Los autores en cuestión reconocieron que la carga de aerosol en la baja troposfera fue difícil de establecer debido a las escasas y pobres mediciones en aquella época. Woronko (1977) comentó al respecto que no podía decirse entonces, tal como concluyeron los autores criticados, que el modelo de ellos había demostrado que las tendencias de la temperatura hemisférica estaban relacionadas con la polución antropogénica por partículas. Para validar T_{Est} y T_{Trb}, valores computados del producto $T_{Est}T_{Trb}$ fueron comparados con aquel observado por Budyko (1969b). A partir de esta comparación se concluyó que había una inequívoca periodicidad en el orden de 20-25 años, pero de pequeñas amplitudes, la cual podía estar relacionada con la actividad solar. Al respecto, Woronko (1977) comentó que esta conclusión era falsa puesto que había una inaceptable comparación entre el trabajo de Budyko, en el cual el efecto de la variación solar sobre el clima de la Tierra es estudiado, y el trabajo de Bryson y Dittberner, en el cual la constante solar se asumió

[11] Véase Chester (1988) para una explicación comprensible de este índice [llamado índice de velo de polvo (DVI por sus siglas en inglés)] y una discusión crítica y aplicación de él. También véase Kelly *et al.* (1998).

como tal, o sea, constante; por otra parte, la periodicidad invocada se conecta solamente a la actividad volcánica a través de valores no realistas de la variable *V*. Con todo y esto, asumiendo un valor constante para el valor medio hemisférico de T_{Trs}, tomado del trabajo sin publicar de H.H. Lettau, basado en sus notas de clases de Meteorología en la Universidad de Wisconsin en 1974, Bryson y Dittberner fueron capaces, resolviendo la ec. (46) aplicando la técnica para el método simple de Runge-Kutta de segundo orden, de describir los aspectos esenciales de la variación climática indicada por Budyko (1969b) y por Mitchell (1961) con el uso solamente de tres variables extrínsecas como eyección volcánica, dióxido de carbono y polución antropogénica por partículas. De acuerdo con las críticas de Woronko, el éxito de este modelo se debe simplemente a la alta correlación entre las transmisiones de Budyko y las temperaturas medias hemisféricas obtenidas con él, por lo que Bryson & Dittberner (1977), obviamente, disintieron con base a las razones dadas por ellos en su réplica.

Como se mencionó anteriormente, el modelo formulado por Bryson & Dittberner (1976) es pedagógico en el contexto del presente capítulo. Sería interesante como un ejercicio de investigación del lector correr teóricamente el modelo de ellos [ec. (46)] asumiendo valores numéricos para los parámetros involucrados en el mismo y calcular la temperatura media del suelo hemisférica para diferente escenarios (como un primer paso, se puede despreciar el flujo neto de calor latente y sensible). Sin embargo, para aquellos que encuentren los resultados de su artículo no muy satisfactorios en absoluto o inaceptables, como los considera Woronko (1977), la literatura ofrece otras alternativas como aquella publicada por Oliver (1976) con un modelo más refinado y elegante basado en el de Budyko (1974), que estudia la respuesta de la temperatura media hemisférica de una estratosfera polvorienta, o aquella publicada por Shell & Somerville (2007), quienes usan un modelo de balance de

energía similar a los usados por Budyko (1969) para determinar el FRD del polvo en onda larga y corta, así como también los cambios resultantes de temperatura como función de la distribución del polvo, su altura y sus propiedades ópticas. Aunque el artículo de Oliver es altamente recomendado para continuar aprendiendo más sobre este punto, el lector autotutorado decidirá estudiarlo a su propia conveniencia. Se recomienda, previo al estudio de estos últimos artículos citados, estudiar también el artículo de Lowry (1972), el cual es un magnífico ejercicio cuantitativo teórico introductorio a la polución atmosférica y afectación global del clima.

2.1.2 Efecto de calentamiento-enfriamiento por una capa troposférica de partículas naturales: radiación infrarroja vs radiación visible

El aerosol natural puede introducirse en la troposfera no solamente por procesos naturales (e.g. tormentas de polvo, vulcanismo, etc.), sino también por la acción humana o antropogénica (Ridgwell, 2002; Arimoto, 2003; Busek & Schwartz, 2003). El sobrepastoreo de tierras áridas por animales domésticos de la población rural y campesina es un buen ejemplo de esta actividad. Aunque sus tiempos de residencia son del orden de días y semanas, los efectos de este aerosol antropogénico pueden en principio ser observados más fácilmente cuando es comparado con aquel localizado en la estratosfera. Como se mencionó anteriormente en el apartado 1.6.2, algunos autores previos (Sargent & Beckman, 1973; Grassl, 1973; Wang & Domoto, 1974) resaltaron la importancia de considerar la radiación IR en el balance radiativo por un aerosol a una escala regional o local que, en especiales circunstancias, no puede ser despreciado. Estos estudios muestran que el polvo y otros aerosoles en altas concentraciones aumentan la radiación IR desde la baja troposfera, causando un enfriamiento y subsidencia del aire, lo

cual podría potencialmente suprimir la precipitación de lluvia (la lluvia normalmente cae solo en parcelas ascendentes de aire).

No obstante, inspirado por estos previos trabajos de 1973 y 1974, y otros anteriores a estos ya revisados y comentados (Rasool & Schneider, 1971; Yamamoto & Tanaka, 1972), Harshvardhan & Cess (1978) reexaminaron este problema con un mejor pero más complicado esquema radiativo, el cual, por su complejidad y nivel, no es susceptible ni adecuado para una detallada revisión aquí. Sus resultados para una capa de polvo troposférico de larga residencia mostraron que hubo un moderado aumento en el enfriamiento radiativo, en presencia de capas de grueso polvo, solo del orden del 10%, aunque localmente, este aumento pudo ser tan alto como un 25%, en regiones particulares de la baja troposfera. De ahí que, en general, la contribución del polvo al enfriamiento IR del aire pudo ser considerado despreciable con relación al caso del polvo libre dentro de la troposfera más baja. Además de esto, el trabajo también mostró que hubo un moderado aumento en el efecto invernadero atmosférico y que los efectos sobre la precipitación pluvial a¼n deber²an ser determinados por estudios subsiguientes.

2.2 El papel de las partículas troposféricas sulfatadas de origen antrópico (1976)

No hay duda de que la erupción del Monte Agung de 1963 ha servido históricamente como primera prueba real, mejor documentada, de las perturbaciones radiativas en la atmósfera terrestre (Newell, 1970; Volz, 1970; McInturff *et al.*, 1971; De Luisi & Herman, 1977; Hansen *et al.*, 1978; Coakley, 1981; Newell, 1981), producido por aerosoles volcánicos estratosféricos sulfatados de largo tiempo de residencia. Emitido profusamente por volcanes, el dióxido de sulfuro (SO_2) es una de las moléculas más importantes llevadas hasta la estratosfera por las plumas

volcánicas. Allá se combina con vapor de agua para formar minúsculas gotas y cristales de ácido sulfúrico y otros sulfatos, como parte del ciclo natural del azufre (para iniciarse o ser introducido en este ciclo, el lector puede ver Kellog *et al.*, 1972, y Goody, 1995, y para un tratamiento más complejo, ver Berglen *et al.*, 2004), los cuales reflejan algo de la radiación proveniente del Sol y absorben algo de radiación térmica proveniente de la superficie terrestre produciendo un enfriamiento del aire como efecto a largo plazo (Self & Rampino, 1988). El humo y el polvo podrían explicar por sí mismos el calentamiento inicial de la estratosfera (figura 7), pero no explicaban a largo plazo los efectos de enfriamiento (figura 8). Estas partículas de humo y polvo serían sólidas y, mayormente, caerían del aire en unas pocas semanas, luego algo más estaba siendo lanzado al aire. En términos de décadas o duración mayor, varias erupciones volcánicas mayores coincidieron con tendencias de enfriamiento que comenzaron significativamente después que tales erupciones tomaron lugar (Schneider & Mass, 1975). El efecto de enfriamiento de los sulfatos fue confirmado posteriormente por estudios computarizados que tomaron ventajas de la colosal explosión del volcán mexicano El Chichón en 1982 (Hoffmann, 1987; Michelangeli *et al.*, 1992).

En estos eventos geológicos, ingentes cantidades de material volcánico es eyectado e introducido en la atmósfera (Rampino *et al.* 1979; Devine *et al.* 1984), directamente desde el manto superior y la corteza más baja, entre los cuales el azufre está presente en forma de SO_2 (Rampino & Self, 1984). Por ejemplo, unos tres millones de toneladas de este compuesto sulfurado fueron aventadas a la estratosfera por el volcán Agung en su erupción de 1963, lo cual, a su vez, contuvo un orden de magnitud más de sulfuro que la producida por la industria humana en un año. Por 1991, la erupción del monte Pinatubo en las Filipinas inyectó ~ 20 millones de toneladas de SO_2 hasta alturas de 25 km, produciendo lo que puede ser la más grande perturbación climática del siglo 20 (Hansen *et al.*, 1992;

Graft *et al.*, 1993; McCormick *et al.*, 1995; Parker *et al.*, 1996; Shell & Somerville, 2007). Así, las emisiones humanas de sulfuros y sulfatos ($SO_4^{=}$) fueron hasta cierto punto desestimadas, ignoradas o consideradas comparativamente sin importancia.

No obstante, además de las anomalías climáticas esporádicas originadas por el vulcanismo, evidencias observacionales directas estaban indicando fuertemente que en la troposfera, a altitudes más bajas y más altas (capa de mezcla planetaria o CMP), la acción de la actividad humana estaba sostenidamente introduciendo más aerosoles de sulfuro y sulfatados que antes (Wainwright, 1980; Dignon & Hameed, 1989; Hammed & Dignon, 1992; Langner *et al.*, 1992) (ver figura 9), y potencialmente añadiendo más enfriamiento en el hemisferio Norte a través de un mecanismo más eficiente que la oxidación en fase gaseosa del SO_2 (oxidación en-nube) propuesto por Lelieveld & Heintzenberg (1992). Tales evidencias fueron claramente descritas por Charlson & Heintzenberg (1995): (1) Pérdidas en los promedios anuales de la irradiancia solar (7.5%) debido al aerosol sulfatado relativo a los tiempos perindustriales, que corresponden a un 2-3% medida sobre Europa en los pasados 40 años (antes de 1995). (2) Existente reconocimiento de que cerca de la mitad de la profundidad óptica de fondo es debido al sulfato antropogénico y aerosoles orgánicos, que otorga un estimado de 1.0-1.5 K en el enfriamiento medio global. (3) Una galería de imágenes de satélite tomadas sobre el océano muestra un aumento de la profundidad óptica de los aerosoles en el hemisferio Norte contra el hemisferio Sur, con máximos cerca de las regiones industriales [para convencerse, véanse las figs. 10 y 11 como dos piezas circunstanciales de evidencias visuales].

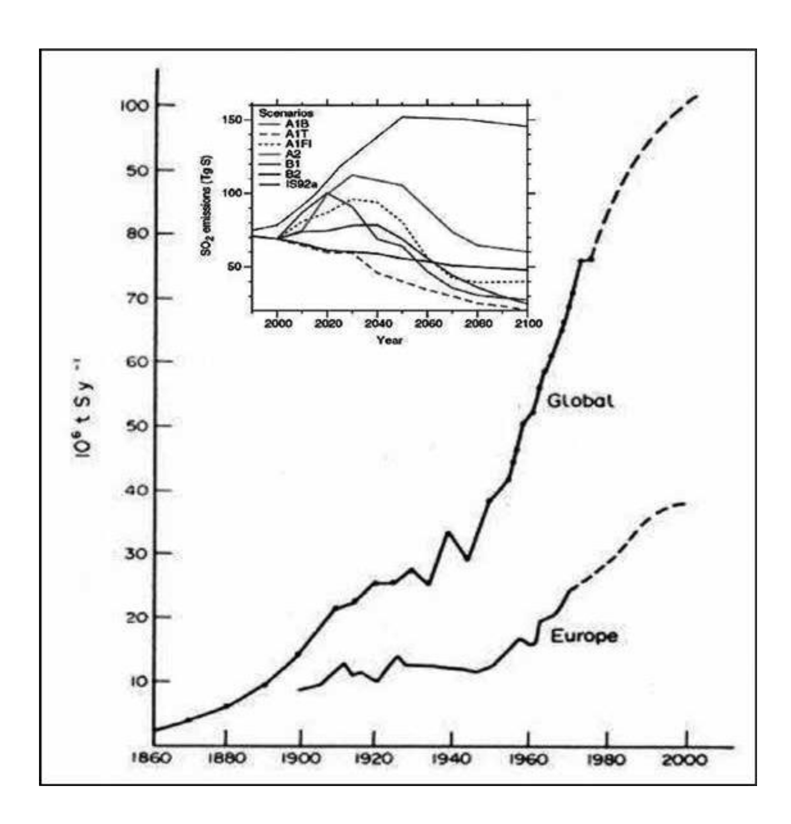


FIGURA 9. Emisiones globales (1860-2000) y europeas (1900-2000) de SO_2 en millones de toneladas por año (adaptado de Möller, 1984). En el recuadro superior izquierdo, proyecciones en el lapso 2000-2100, según diferentes escenarios planteados por el informe IPCC-20 7. El escenario IS92a representa aquel sin ninguna adopción de medidas

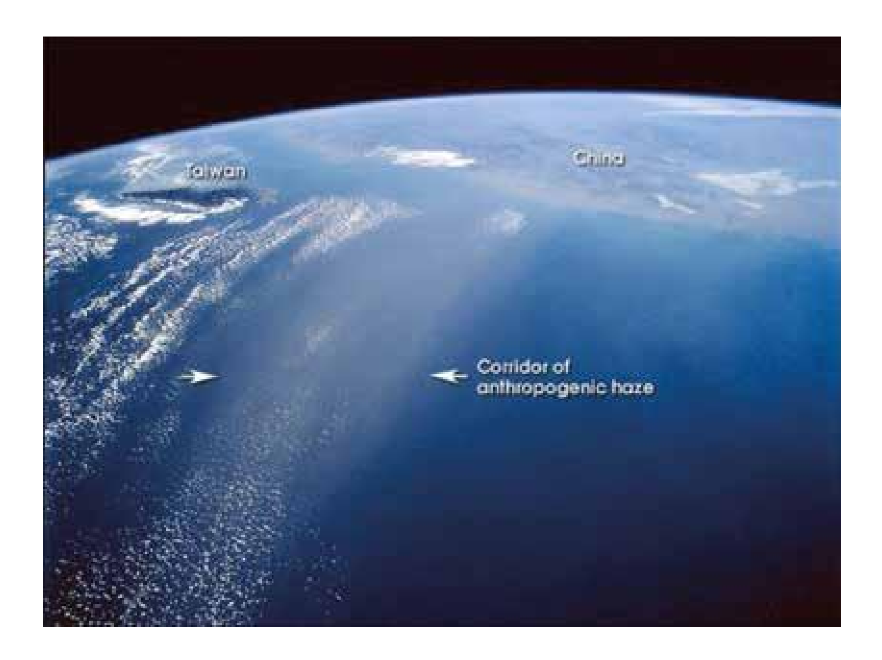


FIGURA10. Esta imagen muestra un corredor coherente de bruma antropogénica (entre las flechas), probablemente una mezcla de aire industrialmente contaminado, polvo y humo, en la mitad izquierda de la imagen contra el fondo oscuro de la parte oriental del Mar de China (Wilkinson *et al.*, 2000). El corredor es de ~ 200 km de ancho y probablemente mucho más de 600 km de largo (la longitud visible sobre el mar). En esta vista hacia el suroeste, la isla de Taiwan aparece en la parte superior izquierda y la costa este de China a través del resto de la imagen. La gráfica fue tomada cuando el transbordador espacial volaba sobre Okinawa el 4 de marzo de 1996 (adaptado de http://earth.jsc.nasa.gov/sseop/efs/lores.pl?PHOTO=STS075-773-66). Esta imagen ha sido comentada por Charlson (1997) y Anderson *et al.* (2003)



FIGURA 11. Pluma extensa y espesa de aerosoles venteada hacia el este sobre el océano Atlántico norte. Esta pluma es una bruma regional producida por la actividad industrial generada en el noreste de los Estados Unidos, típicamente vista durante los meses de verano. La bruma está compuesta de sulfatos y material orgánico que se origina de las plantas generadoras de potencia y de las fuentes móviles del parque automotor. Esta imagen fue tomada el 4 de mayo de 2001 por el Sensor de Mar de Amplio Campo (SeaWiFS por sus siglas en inglés). Adaptado de: http://visibleearth.nasa.gov/view_rec.php?id=1727[12]

(4) En recientes y pasadas décadas, la temperatura del HS parece haber aumentado más que en el HN, en contra de las predicciones de diversos modelos para gases invernadero solamente; un enfriamiento relativo en regiones industriales y en latitudes medias del HN ha sido observado. (5) Profundidades ópticas comparables y aún más grandes (0.1-0.5) que aquella observada en el aerosol estratosférico desde la erupción

[12] Imágenes más interesantes y espectaculares captadas por satélites terrestres de baja órbita, pueden ser encontradas en Wilkinson *et al.* (2000) o en http://eol.jsc.nasa.gov/newletter/DynamicEarth/Chaper6/Cp6.htm

de 1991 del Monte Pinatubo, que produjo un pico medio global de 0.1 a 0.2 a una longitud de onda de 550 nm resultando en un forzamiento pico medido de cerca de - 4.5 Wm^{-2}, fueron encontradas en regiones industriales y se atribuyeron al aerosol antropogénico. (6) Estudios de visibilidad indicaron una extinción en aumento desde los años 40 hasta los años 70 debido a los aerosoles antropogénicos[13]. (7) La dispersión de luz por aerosoles atmosféricos medida está a menudo altamente correlacionada con las masas medidas de sulfatos y compuestos orgánicos en los aerosoles. Adicionalmente, un estudio reciente (Wang *et al.*, 2009) indica que la visibilidad sobre tierra ha disminuido globalmente desde 1973 hasta el año 2007 en razón de un aumento de la opacidad óptica de la atmósfera debido a los aerosoles.

Entonces, históricamente hablando, las primeras evidencias de este tipo que destacaron el papel ejercido por los aerosoles troposféricos compuestos de sulfatos, fueron inicialmente reveladas y cuantificadas por Bolin & Charlson (1976), estimulado por el trabajo de Waggoner *et al.* (1976), a partir de un análisis de tres clases diferentes de data (fragmentada): (1) Una comparación simultánea de la componente dispersiva de la extinción $\sigma_{cs,S}$ [m^{-1}], medida con un nefelómetro (véanse Charlson, 1980; Heintzenberg & Charlson, 1996; Peñaloza M., 1999 para una repaso y revisión de este instrumento) y mediciones de la concentración de masa de sulfato [$SO_4^{=}$], mostró una correlación aceptable, la cual, en conjunción con la Teoría de Mie, sugirió que, al

[13] Schwartz (1996) refiere que la luz dispersada, que da origen al efecto de antiinvernadero o de enfriamiento ("Whitehouse Effect"), es a menudo rápidamente visible desde aeronaves comerciales, volando a grandes alturas como un aparente brillo o emblanquecimiento de la superficie debido a la dispersión difusa de la radiación en la baja troposfera. Ocasionalmente, esta dispersión de radiación ascendente puede ser tan brillante que hace dificultoso ver o discernir detalles de la superficie, aun en la ausencia de cualquier nubosidad.

menos en Europa (donde las observaciones fueron hechas), el aerosol de sulfato era (y es) un componente mayor del sistema aerosólico atmosférico (Waggoner *et al.*, 1976). (2) Geográficamente, la turbidez para los Estados Unidos coincidió bien con data sobre la composición del aerosol cerca del suelo en áreas rurales; además, el cociente clave $[SO_4^{=}]/\sigma_{sc,S}$ (en donde la concentración de masa del ión sulfato es dado en μgm^{-3}) a partir de la turbidez concordó bien con aquella medida vía nefelómetro. (3) Data de la extinción astronómica estuvo en concordancia con los mejores estimados disponibles en aquella época del contenido de sulfato de la alta troposfera. Estas tres piezas de evidencia observacional fueron analizadas y discutidas hasta cierto punto en la sección I del apéndice del artículo de Bolin & Charlson (1976), indicando una aparente correspondencia entre las propiedades dispersivas de la atmósfera en áreas contaminadas de Europa y la parte este de los Estados Unidos (figura 11) y el contenido de sulfato atmosférico en forma de partículas, lo cual implicó notablemente que las propiedades ópticas o radiativas de la atmósfera estaba de una manera íntima relacionada con el ciclo geoquímico del azufre.

Primero que todo, estos autores analizaron observaciones nefelométricas aerotransportadas de $\sigma_{sc,S}$ debido a las partículas en suspensión (a 450 nm) simultáneamente con muestreo químico para $[SO_4^{=}]$. Noventa por ciento de los puntos de la data cayeron dentro del rango de $0.05 \text{ gm}^{-2} \leq [SO_4^{=}]/\sigma_{sc,S} \leq 0.5 \text{ gm}^{-2}$ con un alto grado de confidencia estadística en la regresión para las condiciones meteorológicas dadas en la región sobre la cual fueron hechas dichas observaciones. Detalles adicionales de estos cálculos pueden ser encontrados en Waggoner *et al.* (1976). En segundo lugar, para una mejor estimación de este cociente, data de la turbidez (a 500 nm) fue usada para deducir la profundidad óptica del aerosol sulfatado δ_{as} y con esto último, inferir una estimación de $\sigma_{sc,S}$. A diferencia de la Ley de Lambert-Beer [ec. (2)], la turbidez del aerosol fue definida en al artículo de Bolin y Charlson como la cantidad Ʈ, en la expresión

$W_{500\ nm} = W_o 10^{-(R+OZ+\text{Ƭ})\sec\theta_o}$; luego, $\text{Ƭ} = [(\log W_o - \log W_{500nm})/\sec\theta_o] - (R + OZ)$, donde R y OZ son la turbidez correspondiente a la dispersión de Rayleigh por gases y por el ozono respectivamente, y θ_o es el ángulo solar cenital (por definición, $\sec\theta_o$ es la "masa de aire" a lo largo del camino inclinado seguido por el haz de radiación solar). Esta definición de turbidez corresponde a lo que se conoce como coeficiente de turbidez de Schüepp o, simplemente, índice de Schüepp. Este se determina a 500 nm porque esta longitud de onda está cerca del pico tanto para la curva fotópica (o curva de sensibilidad del ojo) como para el espectro solar; además, a la misma longitud de onda existe absorción mínima por los gases atmosféricos [para indagar más sobre esta definición, véase Robinson (1966) o para una completa discusión comprensible de esta y su relación con otros índices, véase Lowry (1980); para una revisión actualizada de estos índices y sus evaluaciones geográficas, véase Power (2003)]. Si se iguala la anterior expresión con la que sería su similar, pero como expresión exponencial (Ley de Lambert-Beer), sus respectivas potencias son iguales, permitiendo convertir Ƭ a δ_{aS} con un simple cálculo del cociente Ƭ /0.434, donde 0.434 = log e.

Problema 2.3. Demostrar que para obtener la opacidad del aerosol de sulfato (δ_{aS}), a partir de su turbidez Ƭ, solo basta dividir esta última por 0.434.

La data que ellos usaron mostró una turbidez promedio anual de aproximadamente 0.15 en un área de cerca de $2x10^{12}$ m^2 centrada en el este de los Estados Unidos que excedió grandemente a la dispersión por las moléculas del aire y a la absorción debida al ozono. Como un máximo, ellos encontraron un valor de $\text{Ƭ} \geq 0.3$ en el verano, centrado en el valle del Alto Mississippi. Un rango de turbidez de $0.15 \leq \text{Ƭ} \leq 0.3$ fue establecido, el cual, entonces, correspondió a un rango en la profundidad óptica de $0.3 \leq \delta_{aS} \leq 0.7$. Recalcando que en su forma más simple, δ_{aS} =

$\sigma_{sc,S}$L, y asumiendo una CMP bien mezclada de un espesor geométrico de L = 2x10^3 m, ellos encontraron para el coeficiente de extinción por dispersión promedio anual un valor de $\sigma_{sc,S} \sim 10^{-4}$ m^{-1} (1.5x10^{-4} m$^{-1} \leq \sigma_{sc,S} \leq$ 3.5x10^{-4} m^{-1}). Data del sulfato en esta misma región de los EE.UU. mostró un promedio anual de 7 μgm $^{-3}$ a 10 μgm^{-3} (excluyendo áreas urbanas). Para el valor superior de esta concentración, $[SO_4^{=}]/\sigma_{sc,S} \cong 0.1$ gm^{-2}, la cual es la relación del valor del contenido anual consistente con aquellos obtenidos vía método de correlación.

En tercer lugar, para completar sus estimaciones, estos autores indagaron en observaciones astronómicas, parcialmente dispersas o regadas por el planeta, sobre más data de extinción de algunas localidades remotas y altitudes. Desafortunadamente, estas no coincidieron con las observaciones regulares de la concentración de sulfato; sin embargo, del trabajo de Charlson *et al.* (1974a), alguna data pudo ser usada para inferir la profundidad óptica de la atmósfera por encima de la CPM. Por ejemplo, a 500 nm, por encima de 2-3 km, una profundidad óptica de aerosol típico de 10^{-2} fue encontrada durante períodos con estratosfera no perturbada en Mauna Loa, Hawaii (3400 msnm), donde un valor entre 0.03 y 0.3 μgm^{-3} fue estimado tal que 10^{-2} gm$^{-2} \leq [SO_4^{=}]/\sigma_{sc,S} \leq 10^{-1}$ gm^{-2}, muy cercanos a los valores de arriba. Con data para Europa, a altitudes comparables, el cociente en cuestión dio 0.4. La diferencia entre estos resultados fue atribuible a la escasez de data y a las concentraciones extremadamente bajas; no obstante, se sugirió como un hecho probable la dominancia del aerosol sulfatado en la alta troposfera.

Bajo una correspondencia aparente entre las propiedades dispersivas de la atmósfera en las áreas contaminadas de Europa y el este de los EE.UU. y el contenido de sulfato atmosférico, en forma de partículas, el siguiente paso fue obtener un estimado preliminar de la cantidad de este sulfato por comparación entre aquel obtenido a partir de estudios

ópticos con el obtenido a partir de modelos del ciclo geoquímico del azufre publicados en aquellos años (Friend, 1973).

Con lo anterior, y usando el concepto de tiempo de residencia (de permanencia en el aire), los autores citados fueron capaces, en la sección II del apéndice de su trabajo, de corroborar en una primera aproximación la fracción del sulfato atmosférico atribuido a la actividad humana. Esto último ya había sido hecho antes [véase Kellog *et al.* (1972) y las referencias allí citadas para estimados anteriores] siguiendo otros esquemas que sustancialmente difieren de métodos como el aquí planteado por Bolin & Charlson (1976), el cual trata de ajustar ambos, la data óptica y la data química dentro de un esquema internamente consistente. Aunque ellos, admitida y repetidamente, enfatizaron en que sus cálculos reportados en su trabajo fueron inciertos, este es indudablemente uno de los méritos históricos conferidos al artículo de Bolin y Charlson de 1976. Al proceder encontraron que la concentración de sulfato integrada a lo largo de una columna atmosférica, o sea, $\int_o^\infty [SO_4^=]\, dL$, estuvo entre 0.05 gm^{-2} y 0.14 gm^{-2}, estipulado que la data de entrada estuviera definida por los intervalos $1.5x10^{-4}\ m^{-1} \leq \sigma_{sc,S} \leq 3.5x10^{-4}\ m^{-1}$ y $0.05 \leq [SO_4^=]/\sigma_{sc,S} \leq 0.2\ gm^{-2}$, con L = 2. Estas cantidades multiplicadas por el territorio del este de los EE.UU. (o Europa) de $3x10^{12}\ m^2$ arrojó la capacidad buscada, denotada por $\{SO_4^=\}$; esta estuvo en el rango de $0.06 \leq \{SO_4^=\} \leq 0.4$ Tg (1 Tg = 1 teragramo = 10^9 kg = 1 megatonelada). Puesto que el átomo S en el ión $SO_4^=$ lleva un tercio de la masa de este ión, eso implica que como elemento químico, este último representa un rango de azufre de 0.02 Tg a 0.14 Tg.

Siguiendo a Friend (1973), un 25% de la emisión anual de sulfuro a la atmósfera se debió a la quema de combustibles fósiles en aquella década (proveniente principalmente de los EE.UU. y Europa). Debido a los estimados de Friend, los autores en referencia adoptaron un valor

de 150 Tg como la fuente anual total de sulfuro atmosférico en la forma de SO_2 en lugar de 200 Tg, tal como señalaba Friend (1973). Así, un valor aproximado de 30 Tg de sulfuro antropogénico fue asumido como entrada anual liberada desde estas y otras áreas comparables (e.g. Asia). Considerando que las muestras de aire tomadas por aeronaves sobre Europa mostraron también para la fecha que el cociente $\{SO_2\}/\{SO_4^{=}\}$ era usualmente más grande que la unidad y frecuentemente tan grande como cinco, la capacidad atmosférica de sulfuro en la forma de aerosol sobre y alrededor de las regiones industriales de los EE.UU. y Europa solamente, podría ser 0.02-0.14 Tg, tal como indicaron las medidas ópticas antes comentadas. Luego la capacidad de sulfuro total (gases y partículas) en estas áreas podría ser 0.1-0.7 Tg. Y dividiendo esta capacidad por el flujo anual, el tiempo de residencia para este material fue deducido (Friend, 1973), produciendo valores (de un día a una semana) similares a aquellas producto de emisiones antropogénicas sobre Europa obtenidas por otro tipo de consideraciones (Bolin & Persson, 1975).

Consideraciones subsiguientes, simples cálculos y subsecuentes comparaciones hechas sobre flujos (transferencia turbulenta vertical y remoción de SO_2 y sulfato desde los 2 km hasta la tropopausa), aplicando un modelo unidimensional no tan fácil de comentar y detallar aquí, permitieron añadir más evidencias para demostrar que el sulfato es una sustancia dominante en la troposfera junto a aquel de la estratosfera no perturbada, conocido como Capa de Junge (Junge *et al.*, 1961). Si estas cantidades de sulfato troposférico fueran tales que podrían ocasionar un impacto en el clima global a través de un cambio sobre el albedo planetario, ¿debería esto reflejarse en un cambio de la temperatura radiativa global media? Precisamente en la parte final de su artículo (concretamente en la sección tercera de su apéndice) se determina esto: el posible papel preliminar del sulfato antropogénico en el aspecto radiativo del clima de la Tierra.

Al perseguir este objetivo tenemos que regresar a la ec. (6), con mucha atención. Es necesario conocer el cambio en el albedo ΔA para determinar el cambio en la temperatura ΔT_e. Aunque los autores no dieron detalles de cómo ellos hicieron el cálculo de ΔA, nosotros intentaremos hacerlo aquí basados en la ec. (31) como la contribución al albedo del sistema atmósfera-superficie debido a un aerosol extra de sulfato; como data de entrada necesitamos la transmisión T, la fracción de luz solar reflejada por aerosol hacia el espacio por retrodispersión $\uparrow F_{a\text{-}e,sc}$, y el albedo superficial R_S. Los primeros dos datos pueden ser expresados por T = exp(-δ_{aS}) y $\uparrow F_{a\text{-}e,sc}$ = 1 - exp(-δ_{aS}) respectivamente. Con estas aproximaciones sobre simplificadas es claro que la ec. (31) depende de la profundidad óptica del aerosol de sulfato δ_{aS} de una manera directa. Sin embargo, en la aplicación de estas relaciones en el caso de artículo de Bolin y Charlson, es pertinente tener en mente que tales autores estimaron valores de aquella parte de la profundidad óptica del aerosol relacionada con el proceso de retrodispersión únicamente (representada por δ_{baS}) para computar ΔT_e. Esto fue llevado a cabo con la ayuda del cociente (retrodispersión/dispersión total), o sea, σ_{sc}/σ_{bsc} cuyos valores a 500 nm, dados por otros autores citados en el artículo, cayeron en el rango de 0.1-0.2; ellos usaron un valor de 0.15 [Jacob (1999) usa un valor de 0.20] indicando entonces que del intervalo $0.3 \leq \delta_{aS} \leq 0.7$ para las áreas arriba referidas, solo el intervalo $0.05 \leq \delta_{baS} \leq 0.1$ correspondió a la profundidad óptica de retrodispersión. El efecto sobre el balance radiativo de todo el globo terrestre podría ser encontrado si esta capacidad regional de material sulfatado (0.05-0.4 Tg) se diluyera o esparciera sobre la Tierra entera.

Sea 5.10×10^{14} m^2 el área global de la Tierra; dividiendo la capacidad aludida por esta área, esta estaría en el rango de 9.8×10^{-5} gm^{-2} – 7.84×10^{-2} gm^{-2} y la concentración estaría en el rango de 4.9×10^{-8} gm^{-3} – 3.92×10^{-7} gm^{-3}. Asumiendo un valor de $[SO_4^{=}]/\sigma_{sc}$ = 0.1 gm^{-2}, el coeficiente de dispersión caería en el rango de 4.9×10^{-7} m^{-1} – 3.92×10^{-6} m^{-1}; multiplicando

estos valores por L = 2000 m, los nuevos valores de la profundidad óptica δ_{aS} son obtenidos: $9.8x10^{-4} \leq \delta_{aS} \leq 7.84x10^{-3}$, y así la profundidad óptica retrodispersiva para calcular ΔT_e será $0.000147 \leq \delta_{baS} \leq 0.001176$ ($\sim 0.0002 \leq \delta_{baS} \leq \sim 0.001$). Bolin & Charlson (1976) establecieron un rango de $0.0005 \leq \delta_{baS} \leq 0.001$ bajo el argumento falso o críptico de tomar el 1% de ese intervalo ($0.05 \leq \delta_{baS} \leq 0.1$), puesto que este porcentaje es el mismo que aquel que representa el área involucrada (nubes de bruma en EE.UU. y Europa) que tiene esta profundidad óptica con relación a la Tierra entera (previamente, los autores establecieron que este uno por ciento correspondía al área total del hemisferio Norte, originando un confusión). Unos cuantos años después, el mismo Charlson (1997) reconoció que este 1 por ciento fue un inevitable error o suposición incorrecta debido a la carencia de data geográficamente distribuida sobre la profundidad óptica, data sobre la composición química y la falta de modelos globales 3-D para los aerosoles de sulfato.

A pesar de lo anterior, asumiendo entonces cualquier intervalo de la profundidad óptica involucrada, las variables T y $\uparrow F_{a\text{-}e,sc}$ pudieron ser encontradas. Bolin & Charlson (1976) no indicaron el valor que usaron para R_S; en nuestro caso usamos en nuestros cálculos un valor de 0.1 (Manabe & Weatherald, 1967) para el albedo superficial global de la Tierra. Introduciendo la transmisión y los otros valores en la ec. (31) encontramos que $0.0004 \leq \Delta A = A_a - R_S \leq 0.0008$, implicando, vía ec. (6), un decrecimiento de la temperatura en el rango de $0.04 \leq \Delta T_e \leq 0.07$ ºC; este es prácticamente el mismo rango de decrecimiento encontrado por Bolin & Charlson (1976) ($0.03 \leq \Delta T_e \leq 0.06$ ºC) el cual, de nuevo, es muy pequeño cuando se compara con otros resultados previos (Rasool & Schneider, 1971) y subsecuentes (Robock, 1978). Note que los parámetros críticos en tales cálculos son δ_{baS} y R_S. De esta forma, las incertezas y discrepancias (procedimientos) relacionados con la estimación de δ_{baS} y ΔA

son cruciales en la determinación del forzamiento radiativo y su cambio de temperatura resultante.

Como un ejemplo de tal situación se espera y aspira a que el lector, como ejercicio, aplique el procedimiento y los valores presentados por Jacob (1999) para estimar y comparar ΔA, ΔF y ΔT_e [vía ec. (6)] con aquellos que pueden ser derivados de nuestro procedimiento arriba indicado. Quizás un resultado más confiable en el cambio de temperatura estaría en algún punto entre 0.1 y unos pocos grados, siempre y cuando otras sustancias y la absorción y la emisión infrarrojas no sean tomadas en cuenta en el esquema, el cual, de otra forma, podría hacer disminuir o aumentar estos números.

Problema 2.4. Con los datos obtenidos justo arriba para ΔA y ΔT_e, hallar, vía ec. (6), valores de ΔF y compararlos con aquellos obtenidos, vía ec. (8.8), de Jacob (1999). Discutir las diferencias entre los resultados.

Para cerrar su investigación, Bolin & Charlson (1976) hacen hincapié –por cierto, de una manera no muy clara– en una sugerencia según la cual el aerosol de la alta troposfera puede ser aún más influyente ($0.003 \leq \delta_{aS} \leq 0.007$) que en regiones contaminadas, resaltando al mismo tiempo la importancia de la contribución humana al sulfato en la troposfera como un posible problema relevante de actualidad. Este trabajo fue el precursor de importantes artículos extendidos relacionados al comienzo de la década de los años 90, como aquellos de Charlson *et al.* (1990), Charlson *et al.* (1991) y Charlson *et al.* (1992) (véase el siguiente capítulo).

Años más tarde, Alkezweeny (1995) encontró empíricamente que la relación entre la concentración anual de sulfato y la concentración de emisión anual de sulfuro, en los aerosoles atmosféricos no era lineal, basado en la tendencia creciente, durante los 100 años anteriores, de las concentraciones

de sulfato. En su estudio mostró una relación empírica que permite estimar en una primera aproximación la concentración anual de sulfato como función de la emisión anual de sulfuro de acuerdo con la ecuación **$[SO_4^{=}]$ = 65x(emisión anual de $SO_2)^{0.31}$**, donde $[SO_4^{=}]$ se expresa en μgm^{-3} y las emisiones en Tg/año. Si hubiéramos de aplicar (retrospectivamente) esta relación a los datos de Bolin & Charlson (1976), por ejemplo, para el dato de 30 Tg/año, el cálculo daría $[SO_4^{=}]$ = 0.186 μgm^{-3}, el cual está muy por debajo del límite inferior de 7 μgm^{-3} para el Este de EE.UU. estimado para aquella época. En principio, esta ecuación de Alkezweemy (1995) se podría combinar eventualmente con la de Sigurdsson (1990) (p.132) para estimar ΔT_S como función de $[SO_4^{=}]$.

Junto con todos estos trabajos ilustrativos, precedentemente o bien revisados y comentados o solamente citados, algunos otros trabajos sobre estudios de los aerosoles atmosféricos también fueron publicados alrededor de la primera mitad de los años 70 (Randerson, 1970; Atwater, 1971; Herman *et al.*, 1971; Bergström, 1972; Griggs, 1972; Zdunkowski & McQuage, 1972; Bergström & Viskanta, 1973; Braslau & Dave, 1973a, b; Eschelbach, 1973; Paltridge & Platt, 1973; Retain, 1974; Twomey, 1974; Herman & Browning, 1975; Liu & Sasamori, 1975; Shotkin *et al.*, 1975; Glazier *et al.*, 1976; Luther, 1976; Pollack *et al.*, 1976b).

2.3 Finales de la década de los años 70 (1978-1979)

Además de todos los trabajos anteriores, el legado dejado atrás por esta apreciable panoplia de artículos científicos (véase a la tabla 4) cierra la década de los años 70 con subsiguientes importantes contribuciones relacionadas. Entre ellos, tenemos Liou *et al.* (1978), quienes estudiaron los efectos de las nubes y aerosoles sobre la tasa de calentamiento solar de la atmósfera; Mugnai *et al.* (1978), quienes estudiaron los efectos de las propiedades ópticas del aerosol y su distribución de tamaño sobre las tasas de calentamiento inducidos por

aerosoles estratosféricos (en conexión con la erupción del volcán Agung de 1963 en Bali), Chýlek *et al.* (1979), quienes estudiaron la extinción infrarroja y la concentración de masa de aerosoles atmosféricos; Harshvardhan (1979), quien estudió las perturbaciones del balance radiativo zonal por una capa de aerosol estratosférico; Jennings *et al.* (1979), quienes estudiaron la relación entre el coeficiente de absorción y el índice imaginario de refracción de los aerosoles atmosféricos constituyentes, y Russell *et al.* (1979), quienes analizaron el cambio inducido por el aerosol en el albedo a través de mediciones y modelización durante un evento particular, etc.

TABLA 4. Impacto bibliográfico en la literatura científica de una muestra representativa de artículos pioneros que tratan los efectos de los aerosoles atmosféricos sobre el sistema atmósfera-superficie. Este es medido por el número actualizado (a agosto de 2014) de citaciones reportadas por la base de datos *Google Scholar* y *Web of Science*® (número de citas de esta segunda base de datos entre paréntesis) (se incluyen las autocitaciones). Note que el artículo más citado en esta muestra es el de Charlson *et al.* (1992) con 2771 (1839) citaciones, después de Budyko (1969) con 1324 (746). Por eso ambos artículos, en la historia del estudio de aerosoles atmosféricos, son emblemáticos. El tercero es precisamente el de Charlson *et al.* (1991) con 787 citaciones, según *Google Scholar*, motivo de estudio en el capítulo 3 de este libro

Autores	Año	Referencia	Citaciones
Ångström, A.	1929	Geografiska Annal. 11, 156-166	2
Ångström, A.	1930	Geografiska Annal. 12, 130-159	769
Ångström, A.	1961	Tellus 13 (2), 214-223	421 (295)
Robinson, G.D.	1963	Arch. Meteor. Geophys. Bioklim. B12, 19-40	69
Ångström, A.	1964	Tellus 16, 64-75	540 (333)
Flowers, E.C. & Viebrock, H.J.	1965	Science 148 (3669), 493-494	18 (14)
McCormick, R.A. & Ludwig, J.H.	1967	Science 156, 1358-1359	217 (126)
Bryson, R.A.	1968	Weatherwise 21 (2), 56-61	71
Budyko, M.I.	1969	Sov. Geogr. 10, 429-457	- (12)
Budyko, M.I.	1969	Tellus 21 (5), 611-619	1324 (746)
Charlson, R.J. & Pilat, M.J.	1969	Appl. Meteorol. 8 (6), 1001-1002	165

CONTINUACIÓN TABLA 4

Lettau, H. & Lettau, K.	1969	Tellus 21 (2), 208-222	53 (25)
Atwater, M.A.	1970	Science 170 (3953), 64-66	91 (49)
Randerson, D.	1970	J. Air Pollut. Control Assoc. 20 (8), 546-548	- (14)
Atwater, M.A.	1971	J. Atmos. Sci. 28 (8), 1367-1373	51 (24)
Barrett, E.W.	1971	Solar Energy 13 (3), 323-337	28 (16)
Ensor, D.S. et al.	1971	J. Appl. Meteorol. 10 (6), 1303-1306	58
Herman, B.M. et al.	1971	J. Atmos. Sci. 28 (3), 419-428	72 (47)
Mitchell, J.M.	1971	J. Appl. Meteorol. 10 (4), 703-714	170
Rasool, S.I. & Schneider, S.H.	1971	Science 173 (3992), 138-141	318 (205)
Schneider, S.H.	1971	J. Appl. Meteorol. 10 (4), 840-841	33
Bergström, R. W.	1972	Atmos. Environ. 6 (4), 247-258	45 (42)
Griggs, M.	1972	J. Air Pollut. Control Assoc. 22 (5), 356-358	161 (95)
Neumann, J. & Cohen, A.	1972	J. Atmos. Sci.11 (4), 651-657	15
Yamamoto, G. & Tanaka, M.	1972	J. Atmos. Sci. 29 (8), 1405-1412	118 (90)
Zdunkowski, W.G. & McQuage, N.D.	1972	Tellus 24 (3), 237-254	18 (9)
Bergström, R.W. & Viskanta, R.	1973	Tellus 25 (5), 486-498	16 (7)
Braslau, N. & Dave, J.V.	1973	J. Appl. Meteorol. 12 (4), 601-615	209
Braslau, N. & Dave, J.V.	1973	J. Appl. Meteorol. 12 (4), 616-619	209
Eschelbach, G.	1973	Contr. Atmos. Phys. 46, 249-261	13
Sargent, S.L. & Beckman, W.A.	1973	J. Atmos. Sci. 30 (1), 88-94	10 (9)
Paltridge, G.W. & Platt, C.M.B.	1973	J. Atmos. Sci. 30 (4), 734-737	4 (8)
Unsworth, M. H. & McCartney, H.A.	1973	Atmos. Environ. 7 (12), 1173-1185	17 (15)
Chýlek, P. & Coakley, J.M.	1974	Science 183 (4120), 75-77	185 (130)
Reck, R.	1974	Atmos. Environ. 8 (8), 823-833	33 (22)
Retain, C.H.	1974	Quarter. Res. 4 (1), 25-38	35 (30)
Twomey, S.	1974	Atmos. Environ. 8 (12), 1251-1256	1010 (675)
Wang, W-Ch. & Domoto, G.A.	1974	J. Appl. Meteorol. 13 (5), 521-534	55 (48)
Weare, B.C. et al.	1974	Science 186 (4166), 827-828	22 (18)
Chýlek, P. et al.	1975	J. Appl. Meteorol. 14 (3), 380-387	14 (14)
Coakley, J.A. & Chýlek, P.	1975	J. Atmos. Sci. 32 (2), 409-418	230 (162)
Herman, B.M. & Browning, S.R.	1975	J. Atmos. Sci. 32 (7), 1430-1445	102 (62)
Joseph, J.H. & Wolfson, N.	1975	J. Appl. Meteorol. 14 (7), 1389-1396	19
Liou, K. & Sasamori, T.	1975	J. Atmos. Sci. 32 (11), 2166-2177	81 (65)
Russell, P.B. & Grams, G.W.	1975	J. Appl. Meteorol. 14, 1037-1043	23
Shotkin, L.M. et al.	1975	J. Appl. Meteorol. 14 (2), 189-193	5 (4)

CONTINUACIÓN TABLA 4

Lettau, H. & Lettau, K.	1969	Tellus 21 (2), 208-222	53 (25)
Atwater, M.A.	1970	Science 170 (3953), 64-66	91 (49)
Randerson, D.	1970	J. Air Pollut. Control Assoc. 20 (8), 546-548	- (14)
Atwater, M.A.	1971	J. Atmos. Sci. 28 (8), 1367-1373	51 (24)
Barrett, E.W.	1971	Solar Energy 13 (3), 323-337	28 (16)
Ensor, D.S. et al.	1971	J. Appl. Meteorol. 10 (6), 1303-1306	58
Herman, B.M. et al.	1971	J. Atmos. Sci. 28 (3), 419-428	72 (47)
Mitchell, J.M.	1971	J. Appl. Meteorol. 10 (4), 703-714	170
Rasool, S.I. & Schneider, S.H.	1971	Science 173 (3992), 138-141	318 (205)
Schneider, S.H.	1971	J. Appl. Meteorol. 10 (4), 840-841	33
Bergström, R. W.	1972	Atmos. Environ. 6 (4), 247-258	45 (42)
Griggs, M.	1972	J. Air Pollut. Control Assoc. 22 (5), 356-358	161 (95)
Neumann, J. & Cohen, A.	1972	J. Atmos. Sci.11 (4), 651-657	15
Yamamoto, G. & Tanaka, M.	1972	J. Atmos. Sci. 29 (8), 1405-1412	118 (90)
Zdunkowski, W.G. & McQuage, N.D.	1972	Tellus 24 (3), 237-254	18 (9)
Bergström, R.W. & Viskanta, R.	1973	Tellus 25 (5), 486-498	16 (7)
Braslau, N. & Dave, J.V.	1973	J. Appl. Meteorol. 12 (4), 601-615	209
Braslau, N. & Dave, J.V.	1973	J. Appl. Meteorol. 12 (4), 616-619	209
Eschelbach, G.	1973	Contr. Atmos. Phys. 46, 249-261	13
Sargent, S.L. & Beckman, W.A.	1973	J. Atmos. Sci. 30 (1), 88-94	10 (9)
Paltridge, G.W. & Platt, C.M.B.	1973	J. Atmos. Sci. 30 (4), 734-737	4 (8)
Unsworth, M. H. & McCartney, H.A.	1973	Atmos. Environ. 7 (12), 1173-1185	17 (15)
Chýlek, P. & Coakley, J.M.	1974	Science 183 (4120), 75-77	185 (130)
Reck, R.	1974	Atmos. Environ. 8 (8), 823-833	33 (22)
Retain, C.H.	1974	Quarter. Res. 4 (1), 25-38	35 (30)
Twomey, S.	1974	Atmos. Environ. 8 (12), 1251-1256	1010 (675)
Wang, W-Ch. & Domoto, G.A.	1974	J. Appl. Meteorol. 13 (5), 521-534	55 (48)
Weare, B.C. et al.	1974	Science 186 (4166), 827-828	22 (18)
Chýlek, P. et al.	1975	J. Appl. Meteorol. 14 (3), 380-387	14 (14)
Coakley, J.A. & Chýlek, P.	1975	J. Atmos. Sci. 32 (2), 409-418	230 (162)
Herman, B.M. & Browning, S.R.	1975	J. Atmos. Sci. 32 (7), 1430-1445	102 (62)
Joseph, J.H. & Wolfson, N.	1975	J. Appl. Meteorol. 14 (7), 1389-1396	19
Liou, K. & Sasamori, T.	1975	J. Atmos. Sci. 32 (11), 2166-2177	81 (65)
Russell, P.B. & Grams, G.W.	1975	J. Appl. Meteorol. 14, 1037-1043	23
Shotkin, L.M. et al.	1975	J. Appl. Meteorol. 14 (2), 189-193	5 (4)

CONTINUACIÓN TABLA 4

Bolin, B. & Charlson, R.J.	1976	Ambio 5 (2), 47-54	88
Bryson, R.A. & Dittberner, G.J.	1976	J. Atmos. Sci. 33 (11), 2094-2106	86 (50)
Coakley, J.A. & Grams, G.W.	1976	J. Appl. Meteor. 15 (7), 679-691	38 (25)
Glazier, J. et al.	1976	Q. J. R. Meteorol. Soc. 102 (431), 95-102	19 (18)
Harshvardhan & Cess, R.D.	1976	Tellus 28 (1), 1-10	23 (44)
Pollack, J.B. et al.	1976	J. Appl. Meteorol. 15 (3), 247-258	50 (40)
Pollack, J.B. et al.	1976	J. Geophys. Res. 81 (6), 1071-1083	337 (235)
Toon, O.B. & Pollack, J.B.	1976	J. Appl. Meteor. 15, 225-246	228 (221)
Toon, O.B. et al.	1976	J. Geophys. Res. 81 (33), 5733-5748	295 (240)
Wiscombe, W.J. & Grams, G.W.	1976	J. Atmos. Sci. 33 (12), 2440-2451	209 (162)
Harshvardhan & Cess, R.D.	1978	Quart. J. Spec. Rad. Trans. 19 (6), 621-632	7 (15)
Liou, K-N. et al.	1978	Tellus 30 (1), 62-70	27 (17)
Mugnai, A. et al.	1978	Q. J. R. Meteorol. Soc. 104 (441), 783-786	11 (11)
Chýlek, P. et al.	1979	Atmos. Environ. 13 81), 169-173	12 (10)
Harshvardhan	1979	J. Atmos. Sci. 36 (7), 1274-1285	9 (30)
Carlson, T.N. & Benjamin, S.G.	1980	J. Atmos. Sci. 37 (1), 193-213	321
Charlock, T.P. & Sellers, W.D.	1980	J. Atmos. Sci. 37, 1327-1341	75 (45)
Hansen, J.E. et al.	1980	Ann. N.Y. Acad. Sci. 338 (1), 575-587	66
Reck, R.A. & Hummel, J.R.	1981	Atmos. Environ. 15 (9), 1727-1731	11 (9)
Coakley, J.A. et al.	1983	J. Atmos. Sci. 40 (1), 116-138	312 (214)
Twomey, S.A. et al.	1984	Tellus B36 (5), 356-366	510 (343)
Weisrose, S.A. & Shadmon, G.	1984	Quart. J. Spec. Rad. Trans. 31 (1), 63-70	5
Coakley, J.A. & Cess, R.D.	1985	J. Atmos. Sci. 42 (16), 1677-1692	126 (81)
Ramaswamy, V. & Kiehl, J.T.	1985	J. Geophys. Res. 90(D3), 5597-5613	56 (49)
MacCracken, M.C. et al.	1986	J. Geophys. Res. 91 (D13), 14445-14450	33 (14)
Blanchet, J.P. & List, R.	1987	Tellus B39 (3), 293-317	26
Harte, J. & Williams, J.	1988	Climatic Change 13 (2), 161-189	2 (1)
Handler, P.	1989	J. Volcanol. Geotherm. Res. 37 (3), 233-249	54 (34)
Charlson, R.J. et al.	1990	Nature 348, 22	188 (104)
Charlson, R.J. et al.	1991	Tellus A43 (4), 152-163	787 (564)
Charlson, R.J. et al.	1992	Science 255 (5043), 423-430	2771 (1839)

2.4. A través de los años 1980s

Para revigorizar y potenciar estos estudios, la siguiente década, o sea, la de los años 80, certificó la publicación de trabajos complementarios, valiosos y relevantes sobre la influencia de los aerosoles atmosféricos sobre el balance radiativo del aire y sobre el clima (en algunos de los cuales estuvo presente la resolución de la ETR). Entre ellos tenemos a Carlson & Benjamin (1980), Charlock & Seller (1980), Hansen *et al.* (1980), Reck & Hummel (1981), Coakley *et al.* (1983), Twomey *et al.* (1984), Weisrose & Shadmon (1984), Coakley & Cess (1985), Ramaswamy & Kiehl (1985), MacCracken *et al.* (1986), Blanchet & List (1987), Harte & Williams (1988), y Handler (1984, 1989) quien estudió el posible efecto de los aerosoles volcánicos estratosféricos sobre el clima global y su relación con el fenómeno de El Niño/Oscilación Sur (ENOS) mediante una interesante hipótesis [descartada años después; ver Robock (2000)] que liga indirectamente ambos aspectos. Algunos trabajos de revisión relevantes de esa década fueron Jaenicke (1980), Banarie (1981), Prospero *et al.* (1983), Davies (1987), Milford & Davidson (1987), y Grassl (1988). Debemos añadir a todas estas, por supuesto, todas las relacionadas con los estudios teóricos de un efecto a escala mundial conocido como el Invierno Nuclear (e.g. Ambio, 1983; Turco *et al.*, 1983, 1984; Cotton, 1985; NAS, 1985; Pittock *et al.*, 1985; RSC, 1985; Velikhov, 1985; Ehrlich *et al.*, 1986; Peterson, 1986; Pittock, 1987; Greene *et al.*, 1988; Peñaloza M., 1988a, b), el cual produjo una vasta literatura científica durante los años ochenta [para revisar este tema de la Guerra Fría, pero al nivel de los objetivos de esta parte, de la presente obra, recomendamos los artículos de Broyles (1985), Bridgman (1989), y Turco *et al.* (1991), respectivamente. Igualmente, y con la misma intención, para revisar los aspectos fundamentales de un fenómeno análogo o similar a este último, en el que están involucrados los efectos atmosféricos producidos por choques de cometas y asteroides, recomendamos los artículos de Covey *et al.* (1994) y Toon *et al.* (1997)].

INTERMEDIO C

DÍAS DE PARADA EN EL CIELO EN 2001

El presunto recalentamiento global terrestre asume como causa, la acción radiativa extra de los mal llamados gases de invernadero, como el CO_2, metano, ozono, etc., que, producto de la actividad antropogénica y biogénica, son intercambiados entre la atmósfera, la biosfera y la hidrosfera. En la mezcla de estos gases enviada al aire va un componente diferente –no gaseoso– de origen antrópico cuya notoriedad se hizo sentir precisamente justamente en los días subsiguientes al ataque suicida de los dos aviones de pasajeros, secuestrados por terroristas, que impactaron y derribaron las torres gemelas del World Trade Center de New York el pasado 11 de septiembre de 2001.

A una década y media de este desastre y tragedia, hay algo que ha pasado desapercibido entre la opinión pública y que se conoce poco. Investigaciones han revelado, desde hace ya algunas décadas, una significativa reducción en la radiación solar que alcanza la superficie terrestre, equivalente a 2.7% por década en la segunda mitad del siglo 20. Y esto se le ha atribuido a un aumento de ese componente antropogénico no gaseoso (aerosoles o partículas en suspensión) que contamina el aire y que cambia las propiedades ópticas de la atmósfera, en particular aquellas relacionadas con las nubes. Este efecto ha ido al lado de otro: una disminución en la evaporación a nivel de la superficie, en ese mismo lapso, como ha revelado otro estudio de 2002, publicado en la revista *Science*, que aparentemente contradice un esperado crecimiento en dicha evaporación debido a un presunto aumento de la temperatura global

(efecto de invernadero). Se insiste en que estos efectos atenuantes de la radiación solar y el de la evaporación se deben a un aumento de la nubosidad y de la concentración de aerosoles de origen antrópico.

Una fuente segura de ambas cosas es la asociada a las estelas dejadas por el tráfico aéreo que, hoy día, en el espacio aéreo de los EE.UU., es uno de los más fuertes del mundo permanente las 24 horas del día. Desde hace tiempo, los investigadores norteamericanos querían imaginarse cómo sería la respuesta de la atmósfera en el caso de que los vuelos sobre territorio estadounidense desaparecieran repentinamente, eliminándose así estas fuentes móviles de contaminación de un solo golpe. Y sin esperarlo, ese día llegó de repente, pero de una manera trágica y desastrosa. A partir del 11 de septiembre de 2001, y por tres días consecutivos, todos los vuelos privados y comerciales sobre ese gigantesco territorio fueron suspendidos; las operaciones aéreas civiles fueron cerradas. Miles de aviones tuvieron que aterrizar lo más pronto posible en esa fatídica fecha y permanecer en tierra al menos por 72 horas. ¿Cómo reaccionó la atmósfera al verse vacía de aviones?

Las estaciones meteorológicas, unas 4000 aproximadamente, de la unión americana (excluyendo Hawaii y Alaska), detectaron un aumento en la oscilación diaria de la temperatura, siendo esta definida como la diferencia (resta) entre la temperatura máxima y mínima diarias, y que se atribuye a la ausencia del material contaminante expulsado por las toberas de los motores durante ese lapso. En presencia de este, esa oscilación, "normalmente" es menor, ya que el aerosol bloquea ambas, la entrada de radiación solar y la salida de radiación infrarroja proveniente de la superficie, evitando que la mínima se aleje mucho de la máxima. Un resultado científico observacional inesperado del ataque a las extintas torres gemelas es que la acción de los aerosoles antropogénicos expulsados por las aeronaves, sobre la disminución de la radiación solar, es un hecho

comprobado, lo cual corrobora en cierta manera el escepticismo que existe en algunos sobre la veracidad y utilidad del concepto relativo a lo que se conoce como recalentamiento global terrestre.

Los terroristas de este asombroso atentado nunca se imaginaron los alcances de su locura. Ahí tienen, pues, una prueba adicional sobre cuáles serían los beneficios del día de parada del tráfico automotor en la ciudad de Caracas (o en cualquier ciudad grande de Venezuela), que sería un buen regalo para limpiar su aire, tan merecido por sus habitantes y que el Estado, constitucionalmente (Artículo 127) está obligado a hacer.

3

LA APROXIMACIÓN DEL MODELO DE CAJA: UNA REFERENCIA

"La mayoría de las teorías modernas sobre las que hoy se leen nacieron como simples modelos que crearon los físicos que no sabían de qué otro modo comenzar a resolver un problema. Estos modelos, pequeños y sencillos, generalmente se basan en otros modelos pequeños más simples aún, y así sucesivamente, porque las clases de cosas que sí sabemos resolver con exactitud pueden ser contadas con los dedos de una mano o, a lo sumo, de dos. La mayoría de las veces, los físicos siguen la misma pauta que ha mantenido ricos a los productores de cine de Hollywood: si funciona, explótalo; si sigue funcionando, cópialo"

Lawrence M. Krauss

Según vimos en el capítulo precedente, los investigadores que trabajan diseñando y/o aplicando modelos enfrentan un dilema crucial en la selección o escogencia entre modelos complejos, que incorporan un gran, y hasta a veces un enorme, número de detalles que caracterizan el sistema, y modelos simples que, por el contrario, promedian sobre o desprecian varios de los detalles. Por ejemplo, en los modelos de Charlson & Pilat (1969), Atwater (1970), Ensor *et al.* (1971), Mitchell (1971), así como también en los otros usados por Neumann & Cohen (1972), Weare *et al.* (1974), Russell & Grams (1975), Bryson & Dittberner (1976), los mecanismos de retroalimentación (y sus efectos y consecuencias) asociados al calentamiento o enfriamiento, incluyendo la influencia de las nubes junto con las interacciones y procesos de los aerosoles, no fueron tomados en cuenta en una primera estancia. Sin embargo, modelos del segundo tipo de los invocados en la introducción, más refinados, fueron progresivamente mejorados. La decisión sobre

cuál usar, en consecuencia, depende de los propósitos planteados y perseguidos, como será mostrado en este capítulo. Los modelos simples, como el que será usado en esta parte del presente libro, son aún de interés debido a su relativa economía de computación o procesamiento, que permite la consideración de un rango mucho más amplio de valores para los parámetros. Por consiguiente, los modelos más simples pueden usualmente proveer una vista general y una descripción de los procesos dominantes tomados en cuenta en modelos más elaborados; esto es, sirven para hacer un diagnóstico preliminar y para fines educacionales [e.g. Barry (1979), Rees (1981), Godson, 1985; Sellers (1990), Kaufman *et al.* (1991), Balling (1994), Holter *et al.* (1999), Knox (1999), Harries (2000), Nordell (2003), Schmidt *et al.* (2003), Knox (2004), Fabara & Hoeneigen (2005), Douglass & Knox (2005a, b), Foong (2006), Shell & Somerville (2007), Smith (2008), Herman, 2009; Knox & LaTourette (2009)], e inclusive para contradecir argumentos como los dados por Smith (2008) en favor del efecto invernadero (Kramm *et al.*, 2009).

3.1 Modelo de caja propuesto para estimar el forzamiento radiativo directo hemisférico por partículas de sulfato (1991)

Al comienzo de la última década del siglo pasado, inspirados por un cálculo inicial de Bolin & Charlson (1976) y de Charlson *et al.* (1990), estos últimos autores (Charlson, 1991) publicaron un trabajo relacionado con la perturbación causada sobre el balance radiativo del hemisferio Norte por aerosoles sulfatados antropogénicos, los cuales son altamente no absorbentes. Este trabajo, en años recientes, dio origen a una intensa línea de investigación sobre este tópico específico. Para la estimación del forzamiento usaron un modelo de caja (Towmey, 1997) en el cual se aplica un método de *trazado de rayo*. En este método se asume que la radiación solar se puede representar heurísticamente por haces o rayos

que se propagan a través de la atmósfera, para describir las reflexiones múltiples y las trasmisiones que ocurren entre la superficie, con albedo R_S, y una capa de aerosol ópticamente muy fina ($\delta_a << 1$) extendida hacia abajo y en contacto con la superficie. Esta última condición es útil para considerar los procesos de simple- dispersión. Con estas aproximaciones, y para la capa de aerosol solamente, el cociente del flujo dispersado F_{sc} al flujo incidente F_o en el tope de esta capa, confinada a la capa de mezcla, para radiación incidente bajo un ángulo solar cenital θ_o, es

$$F_{sc}/F_o = 1 - \exp(-\delta_{sc,a} \sec \theta_o) \approx \delta_{sc,a} \sec \theta_o \,, \qquad (47)$$

donde $\delta_{sc,a} \sec \theta_o$ es el espesor óptico de dispersión en la dirección inclinada por θ_o. Una fracción β_{bsc} de F_{sc} es dispersada hacia arriba ($\uparrow F_{a\text{-}e,bsc} = \beta_{bsc} F_{sc}$) tal que la reflectancia (o albedo) de la capa de aerosol sola R_a, es

$$R_a = \beta_{bsc}(F_{sc}/F_o) = \beta_{bsc}\delta_{sc,a} \sec \theta_o \,. \qquad (48)$$

La reflectancia del sistema combinado aerosol-superficie R_{as} puede ser obtenida a partir de un modelo simple de múltiple reflexión presentado en la figura 12.

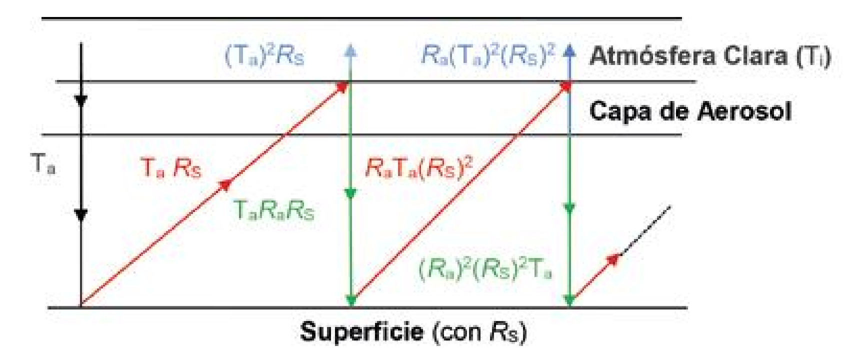


FIGURA 12. Diagrama esquemático que ilustra la interacción radiativa de la superficie (con albedo R_S) con la radiación solar entrante. T_a representa la fracción del flujo (flujo difuso más flujo directo) transmitido y ▶

▶ R_a representa la reflectancia difusa de la capa de aerosol. T_i representa la fracción del flujo (difuso + directo) transmitido por la atmósfera clara (transparente) y limpia, hacia el tope de la capa de aerosol. Los rayos rojos representan aquellos devueltos por la superficie [$T_a R_S$, $R_a T_a (R_S)^2$,...], los rayos azules representan aquellos transmitidos por la capa de aerosol a la atmósfera clara [$(T_a)^2 R_S$, $R_a (T_a)^2 (R_S)^2$,...] y los rayos verdes representan aquellos transmitidos por la capa de aerosol hacia la superficie [$T_a R_a R_S$, $T_a (R_a)^2 (R_S)^2$,...]. La separación entre la capa de aerosol y la superficie no existe; es virtual para mayor claridad de la ilustración puesto que ésta está en contacto con la superficie.

La figura anterior ha sido dibujada como una capa compacta aparentemente separada de la superficie, y para $\theta_o = 0$ (incidencia perpendicular), para mayor claridad de la representación, pero como se ha establecido antes, esta está en contacto con la superficie. Adicionalmente, la primera reflexión de la fracción de flujo R_a[14] por la capa de aerosol es omitida también en pro de su claridad.

La reflectancia combinada del sistema aerosol-superficie R_{as} [referida en las ecs. (30)-(31) como A_a] como se dedujo en la subsección 1.6.1 (el "efecto cascada"),es:

$$R_{as} = R_a + T_a^{\,2} R_S [1 + R_a R_S + (R_a R_S)^2 + ...] = R_a + [T_a^{\,2} R_S/(1 - R_a R_S)]\,. \quad (49)$$

En el caso de una capa de aerosol altamente dispersivo (que no absorbe mucho), $T_a = 1 - R_a$. Introduciendo esta relación en la ec. (49) y considerando que $R_a << 1$ y que $R_S < 1$ (por lo que $R_a R_S << 1$), se puede demostrar fácilmente con la parte intermedia o central de esta última ecuación que el cambio en la reflectancia del sistema debido a la presencia de la capa de aerosol es (Jacob, 1999)

$$\Delta R_{as} = R_{as} - R_S \approx R_a + (1 - 2R_a)\, R_S (1 + R_a R_S) - R_S \approx R_a (1 - R_S)^2\,. \quad (50)$$

[14] Note que R_a es un caso particular de $\uparrow F_{a\text{-}e,sc}$ (véase la lista de símbolos del apéndice 2).

El cambio en el albedo planetario ΔA es menor que ΔR_{as} porque la atmósfera que está encima tiene una transmisión T_i diferente a la unidad, lo cual disminuye el flujo inicial F_o por un factor $F_o T_i$ justo en el tope del sistema aerosol-superficie que, de nuevo, tiene una reflectancia o albedo ΔR_{as} (figura 12). Por lo tanto, $F_o T_i^2 \Delta R_{as}$ será el flujo reflejado por todo el sistema (atmósfera + capa de aerosol + superficie), siendo la fracción $T_i^2 \Delta R_{as}$ la que corresponde al caso en donde no hubiera nubes en absoluto (cielo claro). En el caso de presencia de nubes, la fracción de cielo claro es $(1 - A_C)$, donde A_C es la cantidad fraccional de nubosidad. Incorporando estos dos efectos junto con la ec. (48) y la ec. (50),

$$\Delta A \approx T_i^2 \Delta R_{as} (1 - A_c) = T_i^2 (1 - A_c)(1 - R_S)^2 \beta_{bsc} \delta_{sc,a} \sec \theta_o \, . \tag{51}$$

El cambio correspondiente en el flujo solar reflejado, o el forzamiento radiativo directo, por la capa de aerosol $\Delta F_{Aerosol}$, a un ángulo cenital θ_o es, por virtud de la ec. (6),

$$\Delta F_{Aerosol} = (1/2) W_o \cos\theta_o T_i^2 (1-A_c)(1-R_S)^2 \beta_{bsc} \delta_{sc,a} \sec\theta_o =$$

$$(1/2) W_o T_i^2 (1-A_c)(1-R_S)^2 \beta_{bsc} \delta_{sc,a} \, . \tag{52}$$

El factor ½ reemplaza al factor ¼ de la ec. (6), puesto que solamente la mitad del planeta está iluminado en todo momento.

3.2 La profundidad óptica del aerosol $\delta_{sc,a}$

Considerando que la profundidad óptica del aerosol puede ser expresada explícitamente como:

$$\delta_{sc,a} = \alpha_{aerosol}^{RH_r} \, f(HR) \, B_{Aerosol} \, , \tag{53}$$

donde $\alpha^{RH_r}_{aerosol}$ es la eficiencia de dispersión de luz, esto es, el coeficiente de dispersión por masa del aerosol a una baja humedad relativa (*HR*) de referencia, comúnmente tomada como HR_r = 30%, $f(HR)$ es el aumento en la sección transversal de dispersión a *HR* ambiente y B_{Aerosol} es la capacidad promedio de masa de una columna de aerosol, evaluada como un producto de la intensidad de la fuente de aerosol antropogénico primario (M_a en g/año), la fracción resultante de aerosol emitido que reacciona para producir el aerosol como partículas secundarias (f_M) y el tiempo de residencia del aerosol en la atmósfera (τ_a), dividido por el área de la región geográfica (A_g), a la cual se le aplica el cálculo. Así, B_{Aerosol} es dado explícitamente por

$$B_{\mathrm{Aerosol}}\ [\mathrm{g/m^2}] = M_a f_M \tau_a / A_g\ . \quad (54)$$

3.3 El forzamiento radiativo directo a escala regional

A partir de lo anterior, la ec. (52) puede ser expresada entonces como

$$\Delta F_{\mathrm{Aerosol}} = (1/2) W_o T_i^2 (1 - A_c)(1 - R_S)^2 \beta_{bsc}\, \alpha^{RH_r}_{aerosol}\, f(HR)\, M_a f_M \tau_a / A_g\ . \quad (55)$$

Este modelo de caja, ofrecido por Charlson *et al.* (1991) como una referencia para calcular el FRD a escala regional o hemisférica, ha sido usado en un apreciable número de investigaciones (Charlson *et al.*, 1992; Penner *et al.*, 1992; Schlesinger *et al.*, 1992; Box & Trautmann, 1994; Chýlek & Wong, 1995; Chýlek *et al.*, 1995; Pilinis *et al.*, 1995; Haywood & Shine, 1995, 1997; Schwartz, 1996; Veefkind *et al.*, 1996; West *et al.*, 1998; Nemesure *et al.*, 1995; Sokolik & Toon, 1996; Charlson, 1997; Myhre *et al.* 1998; Venkataraman *et al.*, 1999; Charlson *et al.*, 1999 y otros). En la investigación de Chýlek & Wong (1995), y apoyados en la ec. (6) del artículo de Chýlek & Coakley (1974), el modelo fue corregido para tomar en cuenta la profundidad óptica por absorción ($\delta_{ab,a}$) de los aerosoles:

$$\Delta F_{\text{Ch-W}} = -(1/2)\text{W}_{\text{o}}\text{T}_{\text{i}}^{2}(1 - A_{\text{c}})\{[(1 - R_{S})^{2}\beta_{\text{bsc}}\delta_{\text{sc,a}}] - 2R_{\text{S}}\delta_{\text{ab,a}}\}, \quad (56)$$

donde, $\delta_{\text{sc,a}} = \alpha_{aerosol}^{RH_r}\, f(HR)\, M_{\text{a}} f_{\text{M}} \tau_{\text{a}} / \text{A}_{\text{g}}$, de acuerdo con las ecs. (53)-(54). Esta expresión fue subsiguientemente aplicada por Chýlek *et al.* (1995) para estudiar el efecto del carbón negro sobre las propiedades ópticas y el forzamiento climático debido a los aerosoles de sulfato. Recordando que $\delta_{\text{a}} = \delta_{\text{ab,a}} + \delta_{\text{sc,a}}$, y que $\varpi = \delta_{\text{sc,a}}/\delta_{\text{a}}$, la ec. (56) resulta ser también

$$\Delta F_{\text{Ch-W}}(\delta_{\text{a}}) = -(1/2)\text{W}_{\text{o}}\text{T}_{\text{i}}^{2}(1 - A_{\text{c}})\delta_{\text{a}}\{[(1 - R_{S})^{2}\beta_{\text{bsc}}\varpi] - 2R_{\text{S}}(1 - \varpi)\}\,. \quad (57)$$

Otra modificación de la ec. (52) fue llevada a cabo por Haywood & Shine (1995) para tomar en cuenta el efecto sobre el balance de radiación planetario del cielo claro no solamente por aerosoles de sulfato antropogénico, pero también por la absorción de aerosoles contentivos de hollín; después de un par de aproximaciones a considerar ($\delta_{\text{a}} << 2$ y $\delta_{\text{a}}^{2} << 1$), estos autores encontraron:

$$\Delta F_{\text{H-Sh}}(\delta_{\text{a}}) \cong \text{DW}_{\text{o}}\text{T}_{\text{i}}^{2}(1 - A_{\text{c}})\beta_{\text{bsc}}\varpi\delta_{\text{a}}\{(1 - R_{\text{S}})^{2} - 01\ [(2R_{\text{S}}/\beta_{\text{bsc}})(\varpi^{-1} - 1)]\}, \quad (58)$$

donde D es la fracción de la duración diurna.

Pero aun así, el modelo dado por el ec. (58), contiene todavía un número de simplificaciones (Haywood & Shine, 1995), a saber: (1) La aproximación de la duración diurna lo hace estrictamente válido solo para condiciones medias anuales. (2) No toma en cuenta la variación geográfica de R_{S}. (3) El aerosol se asume ópticamente delgado. (4) β es independiente del ángulo cenital. (5) Se asume que T_{i} sigue la Ley de Beer. Aun así, estos tipos de MBE continúan siendo usados para estudiar el forzamiento radiativo directo climático debido a los aerosoles atmosféricos (Im *et al.*, 2001; Feczkó *et al.*, 2002).

A pesar de ser una simple expresión, cada término de la ec. (55) constituye por sí mismo un campo de investigación debido a las respectivas incertezas involucradas en las estimaciones de sus valores (Penner *et al.*, 1994; Jonas *et al.*, 1995; Nemesure *et al.*, 1995; Pilinis *et al.*, 1995; Pan *et al.*, 1997).

La exactitud con la cual la ec. (55) puede ser aplicada para predecir el valor del FRD, depende de la exactitud de las variables envueltas en el modelo. En este sentido, dichas variables pueden ser divididas en tres categorías: (1) variables que dependen de la masa del aerosol, (2) variables que dependen de las propiedades ópticas del aerosol (o gases), y (3) variables que dependen del flujo de radiación solar incidente. Las incertezas implicadas en las categorías (1) y (2) para aerosoles antropogénicos han sido discutidas por Pender *et al.* (1994, 2001). En la categoría (3), Sagan *et al.* (1979), Potter *et al.* (1980), Henderson-Sellers & Hughes (1982), Dickinson (1983), Kraus & Alkhalaf (1995), y Lyons *et al.* (1996) han discutido las anomalías climáticas debido a las modificaciones del albedo superficial por la acción antropogénica. También en la categoría (1), Robinson (1989) y Penner *et al.* (2001) han estudiado la incerteza en el cómputo de las emisiones globales en la quema de biomasa, y Claquin *et al.* (1998) han estudiado las incertezas en la determinación del forzamiento radiativo por polvo mineral.

3.4 Calificando y cuantificando las incertezas. Los estudios de sensibilidad

Como ejemplo de lo anterior, la tabla 5 proporciona la primera evaluación coherente de todas estas variables, y el FRD resultante medio global, junto con algunas de sus incertezas, debido al sulfato antropogénico (Charlson *et al.*, 1992).

TABLA 5. Evaluación del forzamiento debido al sulfato antropogénico ($SO_4^{=}$) referidas a las ecs. (53) - (55) (Charlson *et al.*, 1992)

Variable	Categoría	Valor central	Unidades	Factor de incerteza	Incerteza relativa (%)
M_a	1	90×10^{12}	g/año	1.15	15
f_M		0.4		1.5	50
τ_a		0.02	año	1.4	50
A_g		5×10^{4}	m^2		50
B	1	4.6×10^{-3}	g/m^2		
$\alpha^{RH_r}_{aerosol}$	1, 2	5	m^2/g	1.4	40
$f(HR)$	1	1.7		1.2	20
δ_a	1, 2	0.04			
W_o		1370	W/m^2		
T_i	2	0.76		1.15	20
$(1 - A_c)$	3	0.4		1.1	10
$(1 - R_S)$	3	0.85		1.05	10
β_{bsc}	2	0.29			25
ΔF		-1.3	W/m^2		2.2

Nota: El factor de incerteza se define como el límite superior e inferior del rango por multiplicación/división del valor más probable (Jonas *et al.*, 1995).

Como se puede ver, grandes incertezas relativas a la ec. (55) recaen en la mayoría de las variables. Más adelante, estos valores de incertezas fueron endorsados por Jonas et al. (1995) en el reporte del IPPC de 1995. Desde entonces, ambas, incertezas y sensibilidades, han sido una materia de controversial discusión en el debate público del "cambio climático" (Shackley & Wynne, 1996; van der Sluijs et al., 1998; Zehr, 2000). En el caso de los modelos de sensibilidad, estudios de Kiehl & Briegleb (1993), Boucher & Anderson (1995) y Nemesure et al. (1995) indicaron que el FRD fue sensible a la humedad relativa ambiental y a la forma o composición química. Pero en el mismo estudio de Kiehl & Briegleb (1993) y en el de Boucher & Anderson (1995), este fue insensible a la distribución del tamaño

del aerosol, pero sí lo fue a esta última, tal como demostró el estudio de Nemesure *et al.* (1995).

Basado en la ec. (57), Penner *et al.* (2001) publicaron en el reporte IPPC – 2001 un evaluación ampliada de los factores que contribuyen a la incertezas en los estimados del FRD por aerosoles asociados con combustibles fósiles y otros procesos industriales (ref. en su tabla 5.10a), con sus correspondientes estimados de los rangos de incertezas. La información de estas dos clases de aerosoles es reproducida parcialmente aquí en la tabla 6.

TABLA 6. Factores que contribuyen a las incertezas en los estimados del forzamiento radiativo por aerosoles asociados con combustibles fósiles y otros procesos industriales y sus RANGOS ESTimados. Note que los parámetros ópticos son para una longitud de onda de 550 nm y para aerosoles secos; se aplica la ec. (57) (Penner at al., 2001).

Variable	Categoría	Valor central	Unidades	2/3 Rango de incerteza
M_a (Emisión total de CO antropogénico por quema de combustible fósil)	1	20	Tg/año	10 - 30
M_a (Emisión total de CN antropogénico por quema de combustible fósil)	1	7	Tg/año	4.67 - 10.5
M_a (Emisión total de $SO_4^{=}$ antropogénico por quema de combustible fósil)	1	69	Tg/año	57.5 - 82.8
β_{bsc}	2	0.23		0.17 - 0.29
$\alpha_{aerosol}^{RH_r}$	1, 2	3.25	m^2/g	2.3 - 4.7
ϖ (seco)	2	0.92		0.85 - 0.9
T_i	2	0.87		0.72 - 1.00
$f(HR)$	1	2.0		1.7 - 2.3
A_c	3	0.39		0.35 - 0.43
R_S	3	0.15		0.08 - 0.22
ΔF		-0.6	W/m^2	-0.1 a -1.0

CO: carbón orgánico; CN: carbón negro.

Sobre este punto, diversas suposiciones fueron asumidas y discutidas por el grupo de Penner en la producción de estos resultados, de cuyo conocimiento el lector debería percatarse en este reporte. Se observa que las principales incertezas son aquellas que tienen que ver con la fracción de la dispersión ascendente y con la eficiencia de la dispersión por masa. Note también cómo M_a para el aerosol de sulfato ha disminuido en su valor central de 90 a 69 Tg/año, mientras que $\alpha^{RH_r}_{aerosol}$ ha decrecido de 5 a 3.25 m^2g^{-1}, y β_{bsc} de 0.29 a 0.23. Contrariamente, se nota que T_i ha aumentado de 0.76 a 0.87, y *f*(*HR*) de 1.7 a 2.0.

3.4.1 Los estudios de sensibilidad

Inicialmente, los estudios de sensibilidad comenzaron a ser investigados cuando Kiehl & Briegleb (1993), aplicando una representación global tridimensional, calcularon con la teoría estándar de Mie el FRD usando propiedades ópticas, y data observacional de la distribución del tamaño del aerosol y de su índice de refracción. Tras una comparación con aquellos resultados presentados por Charlson *et al.* (1992), basados en su propio modelo de caja (descrito en las secciones 3.1–3.3), estos dos autores arribaron a la conclusión de que los valores del FRD calculados por ese modelo-caja fueron sobreestimados (véase su tabla 1). Por otra parte, sus análisis de sensibilidad indicaron que el forzamiento directo del sulfato podría estar alterado solo por ±10% debido a la variación en la distribución del tamaño y en la composición química. Como contraste se encontró que el FRD era hasta cierto punto sensible al cambio de la *HR* ambiental.

3.4.1.1 El estudio de Box y Trautmann

Los estudios anteriores fueron continuados al siguiente año cuando Box & Trautmann (1994), usando para el sulfato un esquema óptico más detallado y empleando una teoría de perturbación radiativa (Box *et al.*, 1989a,

1989b), repitieron los cálculos de radiación llevados a cabo por Charlson y colaboradores para obtener unos resultados, los cuales fueron similares a aquellos encontrados por este último grupo, si se permitiera una apropiada concesión para los efectos de la humedad relativa.

Para 1995, tres valiosos y emblemáticos artículos relacionados fueron publicados sobre esta materia: dos, en los cuales el modelo de caja del grupo de Charlson estuvo involucrado (Nemesure *et al.*, 1995; Pilinis *et al.*, 1995), y uno en el que un MCG fue aplicado (Boucher & Anderson, 1995).

3.4.1.2 El estudio de Nemesure y colaboradores

En el primero de estos artículos (Nemesure *et al.*, 1995), que tomó en cuenta la dependencia de la eficiencia de dispersión, de la fracción de dispersión ascendente, y el forzamiento normalizado del sulfato [en $Wm^{-2}/g(SO_4^{=})m^{-2}$ ó $Wg(SO_4^{=})^{-1}$] sobre el tamaño de la partícula seca [expresado como mol (de sulfato) por partícula], composición [$(NH_4)_2SO_4$, NH_4HSO_4, H_2SO_4], ángulo solar cenital, latitud y estación, se mostró una fuerte dependencia del FRD sobre el tamaño de la partícula seca y la *HR*, pero este fue relativamente insensible a la composición química. El forzamiento normalizado pudo ser integrado sobre una distribución de tamaño conocida o asumida para evaluar el forzamiento del aerosol de sulfato. Valores del promedio global y anual del forzamiento normalizado fueron estimados como función del tamaño de la partícula y *HR*. Dependiendo de los valores de estas variables, el forzamiento normalizado podría ser menor, aproximado o más grande que el rango de los estimados previos del forzamiento para aerosoles de este tipo.

3.4.1.3 El estudio de Pilinis y colaboradores

En el segundo de estos artículos (Pilinis *et al.*, 1995), la sensibilidad del forzamiento directo del clima por aerosoles atmosféricos para un aerosol "global medio" consistente en aerosol fino y grueso en los que los modos de composición, distribución del tamaño, *HR*, estado de mezcla (interna vs externa), histéresis de delicuescencia/cristalización y ángulo cenital solar se refiere, fue evaluado. La dependencia de la fracción dispersada ascendente o hacia arriba con el tamaño del aerosol, el ángulo cenital solar y la longitud de onda, además de la dependencia del albedo de simple dispersión con la longitud de onda y la composición del aerosol, también fue examinada. El parámetro simple más importante en la determinación del FRD fue la *HR*, y el proceso más importante fue el aumento de la masa del aerosol debido a la entrada de humedad. Un aumento de la *HR* de 40 a 80% fue estimado para el aerosol global medio, lo cual resultó en un aumento del forzamiento radiativo por un factor de 2.1. El forzamiento fue relativamente insensible al aumento del diámetro del modo fino en razón del crecimiento higroscópico, en la medida en que este modo permaneció dentro de la región de tamaño en donde la dispersión de radiación es apreciable. La región del tamaño donde los procesos de histéresis/delicuescencia en el aerosol se presentan, introdujo una incerteza adicional, pero, en general, errores menores al 20% resultaron por el uso del promedio de las dos curvas relacionadas en la predicción del forzamiento.

Para el aerosol de modo fino con diámetros medios en el rango de 0.2 – 0.5 μm, el FRD fue relativamente insensible (errores menores que el 20%) a variaciones de ese diámetro. Estimaciones para el diámetro del aerosol en su modo grueso dentro de un factor de 2, fueron suficientes para la estimación el forzamiento radiativo total del aerosol dentro de un 20%. Más aún, el modo grueso, que representa la fracción de aerosol

no antropogénico del aerosol, fue estimado como aquel que contribuye con menos del 10% del forzamiento radiativo total para todos los valores de la *HR* de interés. La composición química del aerosol fue también importante para el FRD porque esta determina su entrada de humedad, de conformidad con la *HR* ambiental y las propiedades ópticas del aerosol.

Los efectos por absorción de humedad de los componentes del aerosol sobre el forzamiento fueron considerados significativos aún para valores del albedo de simple dispersión de ϖ en el rango de 0.93 – 0.97. Esta absorción del aerosol por humedad redujo el forzamiento en comparación con aquel en donde esta está ausente, crudamente un 30% a 60% de *HR*, y un 20% a 90% de *HR*. El estado de mezcla del aerosol (interna vs externa) para el aerosol particular considerado por estos autores fue encontrado ser de secundaria importancia, mientras que la eficiencia de dispersión por masa de sulfato $[m^2(g\ SO_4^{=})^{-1}]$ y el forzamiento normalizado del sulfato $[W(g\ SO_4^{=})^{-1}]$ aumentaron muchísimo con la *HR*, la eficiencia de dispersión por masa total (m^2g^{-1}) y normalizado (Wg^{-1}) fueron relativamente insensible a la *HR*, en la cual, la masa de todas la especies, incluyendo el agua, fue tomada en cuenta. Siguiendo a Nemesure *et al.* (1995), aquí se encontró que el forzamiento del aerosol adquirió un máximo a un particular ángulo cenital solar, reflejando un balance entre la fracción dispersiva-ascendente creciente, que aumenta con el ángulo solar cenital, y el flujo solar decreciente (de la dispersión Rayleigh), que aumenta también con ese ángulo.

3.4.1.4 El estudio de Boucher y Anderson

En el tercero de estos artículos (Boucher & Anderson, 1995), dentro de un plausible conjunto de suposiciones (e.g. el aerosol de sulfato reside en el modo de acumulación para el rango de tamaño y solamente interacciona con vapor de agua y de amonio), la sensibilidad fue pequeña (±20%). Esta

baja sensibilidad se derivó de un número de factores compensatorios que ligan los tres parámetros ópticos identificados por Charlson *et al.* (1991). Por implicación, estos parámetros ópticos, además de la eficiencia de dispersión a baja *HR*, el cociente retrodispersión hemisférico/dispersión total y la dependencia de la eficiencia de dispersión con la *HR*, no deberían ser tratados independientemente en investigaciones teóricas ni en investigaciones experimentales del forzamiento directo del clima.

Un enfoque lógico sugerido para tales investigaciones fue el de hacerlo sobre la eficiencia de retrodispersión a altos valores de la *HR*. Si así se hiciera en subsiguientes investigaciones, una baja sensibilidad al tamaño del aerosol de sulfato y a la química podría significar que el forzamiento directo climático del sulfato podría ser incorporado en modelos de clima globales con solo conocer la concentración de la masa de sulfato. Se enfatizó luego en la necesidad de estudiar el alcance al cual el conjunto de suposiciones aludidas dejaban de tomarse en cuenta, en particular la fracción de sulfato antropogénico que forma las partículas en modo grueso (i.e. aquellas con diámetros > 1 μm) y el alcance y los efectos de las interacciones del sulfato con otros componentes del modo de acumulación. Finalmente, fue encontrado que una fracción significativa del forzamiento directo del aerosol ocurrió en regiones cubiertas con nubes, de conformidad a una simple parametrización gruesa.

3.4.1.5 El estudio de Pan y colaboradores

Dos años después de esta trilogía de trabajos, Pan *et al.* (1997) publicaron un interesante artículo en el cual la incerteza en el FRD por aerosoles de sulfato antropogénicos fue analizada para cuatro modelos estructurados de aerosol con 13 parámetros inciertos, usando un método de colocación probabilística de segundo orden. La diferencia estructural, medida por el rango de la respuesta media en modelos con

aproximaciones diferentes, fue de -0.28 a -1.3 Wm^{-2}, y la incerteza paramétrica, inducida por las incertezas en los parámetros de los modelos, fue de -0.1 a -4.2 Wm^{-2}, ambos con un 95% de confidencia. Esto implica que el refinamiento de la certidumbre en los parámetros de entrada podría ser más importante que mejorar los modelos en procura de minimizar la incerteza total en el FRD de los aerosoles antropogénicos de sulfato en los cuatro modelos implicados en la investigación de este grupo. El análisis de varianza indicó que la incerteza paramétrica viene principalmente por la carga de sulfato, el tiempo de vida del sulfato y de la *HR* ambiental. Las contribuciones a la varianza por parte de los parámetros que definen la distribución del tamaño del aerosol, fueron mucho más pequeñas, y este resultado concordó con el análisis de sensibilidad hecho por Boucher & Anderson (1995). Sin embargo, estos hallazgos, tal como los autores establecen, son dependientes de las estructuras del modelo escogido y distribuciones de los parámetros.

En este punto vale la pena comentar algunos detalles matemáticos pertinentes sobre cómo Pan *et al.* (1997) trataron el modelo de caja (sus modelos D1 y D2) tanto del grupo de Charlson y colaboradores, como de aquel de Chýlek & Wong (1995) respectivamente. El primero de ellos desprecia los efectos radiativos de otros constituyentes atmosféricos en la capa del aerosol, pero especifica la transmitancia de la capa suprayacente sobre la del aerosol. Luego el forzamiento aerosol radiativamente inducido por el aerosol ΔF es dado en general como

$$\Delta F = -\ (1/2)(1 - A_c)T_i^2 \int W(\lambda)d\lambda \int_o^1 \mu_o \Delta R_{as}(\lambda,\mu_o)d\mu_o, \qquad (59)$$

donde $W(\lambda)$ es la irradiancia solar a la longitud de onda λ. El signo negativo indica un efecto de enfriamiento y ΔF representa esta vez el promedio diurno del forzamiento instantáneo a cierto ángulo cenital

solar θ_o ($\mu_o = \cos\theta_o$). Con base al efecto de "cascada", ya discutido en la sección 3.1 [ec. (49)], ΔR_{as} es dado por

$$\Delta R_{as}(\lambda,\mu_o) = R_a(\lambda,\mu_o) + \{T_i^2(\lambda,\mu_o)R_a(\lambda,\mu_o)/[1 - R_a(\lambda)R_S(\lambda)]\} - R_S(\lambda)\,, \quad (60)$$

donde $R_a(\lambda,\mu_o)$ y $T_i(\lambda,\mu_o)$ son la reflectancia y la transmitancia monocromáticas de la capa de aerosol. Si la profundidad óptica de la capa de aerosol es pequeña, la reflectancia y la absortancia de esta capa pueden estar relacionadas con las propiedades y el ángulo cenital solar en la siguiente forma: $R_a(\lambda,\mu_o) = \beta_{bsc}(\lambda,\mu_o)\varpi(\lambda)\delta(\lambda)/\mu_o$; $T_i(\lambda,\mu_o) = 1 - [\beta_{bsc}(\lambda,\mu_o)\varpi(\lambda) - \varpi(\lambda) + 1]\delta(\lambda)/\mu_o$; y $A_a(\lambda) = [1 - \varpi(\lambda)]\delta(\lambda)/\mu_o$, donde $\beta_{bsc}(\lambda,\mu_o)$ es la fracción retrodispersada hacia arriba para radiación monocromática. Esta, de nuevo, está relacionada con su correspondiente $\beta_{bsc}(\lambda)$, ya integrada a través de la expresión desarrollada para este parámetro por Wiscombe & Grams (1976). Así, substituyendo las tres relaciones anteriores en la ec. (60), el resultado obtenido en la ec. (59) por integración se reproduce el modelo de Charlson *et al.* (1991); para Pen *et al.* (1997), este es el modelo D1. El modelo D2 es una generalización del modelo presentado por Chýlek & Wong (1997):

$$\Delta F_{D2} = -(1/2)T_i^2(1 - A_c)\{[(1 - R_S)^2 \int W(\lambda)\beta_{bsc}(\lambda)\,\varpi(\lambda)\delta_a(\lambda)d\lambda] - 2R_S\int W(\lambda)[1 - \varpi(\lambda)]\delta_a(\lambda)d\lambda\}. \quad (61)$$

Para efectos de comparación de esta última expresión, véase la ec. (57).

3.4.1.6 El estudio múltiple de Boucher y colaboradores

En 1998 fue dado a conocer un trabajo que involucró el significativo esfuerzo de 12 grupos. En él se usaron 15 modelos, ya acumulados para aquella época, y se examinó la cuestión del FRD de los aerosoles de sulfato

para un rango amplio de valores del radio de la partícula, profundidad óptica, albedo superficial y ángulo cenital solar (Boucher *et al.*, 1998). Entre los modelos que fueron empleados hubo modelos de alta y baja resolución espectral que incorporan una variedad de aproximaciones en la transferencia radiativa, así como también un modelo de línea-por-línea. Los forzamientos normalizados (forzamiento por carga columnar de sulfato) obtenidos con los diversos modelos de transferencia radiativa, fueron examinados y las discrepancias fueron caracterizadas. Todos los modelos simularon forzamientos de comparable amplitud y exhibieron una dependencia similar de los parámetros de entrada. Tal como se esperaba para un aerosol altamente dispersivo (aerosoles prácticamente no absorbedores de luz), los forzamientos fueron negativos (efecto de enfriamiento) excepto a altos albedos superficiales combinados con ángulos cenitales solares pequeños. La desviación estándar relativa del forzamiento normalizado de banda ancha, promediado por ángulo cenital, para los 15 modelos fue 8% para partículas con radios cerca del máximo en este forzamiento (~0.2 μm) y a bajos albedo superficiales. Algunas discrepancias mayores en el esquema modelo-a-modelo fueron exhibidas a ángulos cenitales solares específicos. Aún mayores discrepancias fueron observadas a radios pequeños de las partículas, y mucho más grandes fueron observadas a altos albedos superficiales, a los cuales el signo del forzamiento cambia; en estas situaciones, sin embargo, el forzamiento normalizado fue hasta cierto punto pequeño. Las discrepancias entre los modelos surgieron a partir de las inexactitudes en los cálculos, vía Teoría de Mie, difiriendo del tratamiento que se hace de la función de fase de la dispersión angular.

Los anteriores resultados implicaron la necesidad de estandarizar los métodos de la transferencia radiativa elaborados para el problema del forzamiento directo del aerosol. No obstante, la relativa dispersión pequeña en estos resultados sugirió que la incerteza en el forzamiento que surge del tratamiento del forzamiento radiativo de un aerosol bien caracterizado a un

albedo superficial bien especificado, era más pequeño que alguno de las otras fuentes de incerteza en los estimados del forzamiento directo de los aerosoles de sulfato antropogénico y de los aerosoles antropogénicos en general. Al final, se pudo mostrar en todo caso, con este megaestudio, que la magnitud predicha del FRD del aerosol era todavía aún muy incierta para aerosoles de sulfato relativamente bien caracterizados.

3.4.1.7 Otros estudios

En adición a todo esta amplia modelización, otros investigadores han estado tratando de medir este forzamiento observacionalmente (e.g. Veefkind *et al.*, 1996; Saxena & Yu, 1998; Haywood *et al.*, 1999; Omar *et al.*, 1999). Alternativamente, estudios experimentales de alguna de las variables que controlan al FRD por aerosoles, a diferentes longitudes de onda, pueden reducir varias de las incertezas, en un todo de acuerdo con la declaración de Coll & Raulin (1998) en el sentido de que las observaciones de campo y otras observaciones[15], así como también la modelización, no pueden ser desarrollados sin una tercera opción crucial: los experimentos de laboratorio (Penner *et al.*, 1994). Estos últimos son esenciales para proporcionar toda la data necesitada que alimenta los modelos para las simulaciones. Al respecto, el capítulo 5 pondrá en perspectiva, en primer lugar, la simulación experimental del FRD por aerosoles esféricos de sulfato altamente dispersivos generados en el laboratorio, seguido por los cálculos hechos con base a un modelo de caja específico y sus correspondientes resultados, todo a una longitud de onda de 633 nm.

[15] Para ser introducido en materia de observaciones de la Tierra por percepción remota y satélites, véanse Petit & Johnson (1982), She (1990), Peckham (1991), Kaufman (1995), Taylor (1996), Devara (1998), Reynolds (2003) y West *et al.* (2006).

Pero antes de esto haremos algunos comentarios en la sección siguiente, dirigidos a revisar brevemente al asunto de cómo el debate controversial sobre la competencia entre el efecto de invernadero (calentamiento global) producido por los gases de invernadero artificiales (GIA) y aerosoles antropogénicos altamente absorbentes (AAAA) frente al efecto antiinvernadero (enfriamiento) producido por aerosoles antropogénicos altamente dispersivos (AAAD), se ha desarrollado en la literatura científica en términos de la temperatura y el FRD.

3.4.2 El efecto invernadero frente al efecto antiinvernadero en perspectiva histórica

Aunque el modelo de Schneider & Mass (1975) mostró que la actividad humana podía haber contribuido ya significativamente a la tendencia global de la temperatura superficial del aire, y que Broecker (1975) predijo en aquella época que la tendencia al enfriamiento, en ese momento, a altas latitudes boreales, podría más pronto que tarde dar lugar a una tendencia al calentamiento debido al efecto de invernadero por CO_2, solo unos pocos investigadores por ese año de 1975 creyeron que si la polución continuaba creciendo, esta, potencialmente, en algún punto podría cancelar, anular o balancear algo del efecto de invernadero mediante el efecto contrario, o sea, por el efecto antiinvernadero (Barret & Landsberg, 1975). Sin embargo, otros como Hansen *et al.* (1981) no lo creyeron así. La situación física, en principio, es muy simple de entender: si la retrodispersión de la radiación entrante, por los AAAD, fuera más significativa que la reducción del flujo de radiación al espacio en el lejano IR debido a la acción combinada de los GIA-AAAA, el albedo planetario aumentaría entonces más rápidamente que el efecto invernadero y el resultado neto sería un enfriamiento de la Tierra o un efecto antiinvernadero. Si lo contrario fuera cierto, entonces el efecto combinado de los GIA-AAAA tendería a calentar la Tierra, pero en realidad eso no es tan simple, dados los procesos físico-químicos complejos implicados en

los aerosoles y su entorno ambiental (mecanismos de retroalimentación, propiedades ópticas, etc.).

Para contextualizar lo anterior, repasemos un poco lo considerado en el capítulo 1 de este libro. En los años setenta del siglo pasado, una variedad de estudios demostró que bajo circunstancias específicas, los aerosoles atmosféricos podrían calentar el aire, enfriarlo, o, claro está, causar un equilibrio (donde no se espera ningún efecto global). Así, recordemos a Mitchell (1971), quien, superando los trabajos de Charlson & Pilat (1969) y Atwater (1971), dieron argumentos cuantitativos plausibles de que los aerosoles podían producir un efecto de calentamiento dependiendo de cuánto absorbieran ellos de la radiación entrante que cae del Sol y de cuánta radiación, generada por la superficie terrestre, "atraparan". A su vez, estos resultados dependerían del nivel en la atmósfera en el cual se ubicaran los aerosoles, y de si estos quedaran por encima de regiones brillantes como desiertos (los cuales reflejan la luz solar) o regiones oscuras como los océanos (que la absorben). Recuérdese también a Rasool & Schneider (1971), quienes fueron los primeros en aplicar la ec. (31) (Schneider, 1971) para adelantar el argumento según el cual, si el albedo superficial fuera inicialmente muy grande y la fracción absorbida por el aerosol fuera tan grande como aquella de la retrodispersión, entonces el aerosol podría concebiblemente calentar la atmósfera. De hecho, esto ocurriría solamente en caso locales en los cuales R_S fuera grande ($\geq 25\%$) y, al mismo tiempo, la absorción fuera comparable a la reflexión o mayor que esta[16]. Aunque Rasool & Schneider (1971) y Mitchell (1971) admitieron que un enfriamiento de 3.5 ºC podría tentativamente ser producido también por los aerosoles, Barret (1971), por su parte, insistió más que nada en que sus cálculos sí mostraban un enfriamiento general de serias

[16] Posiblemente, ciertos aerosoles industriales sobre superficies heladas o nevadas podrían tener un efecto local de calentamiento, pero para la superficie promediada sobre la Tierra, donde $R_S \sim 10\%$, el efecto de los aerosoles podrían aumentar el parámetro A_a.

magnitudes si substanciales fraccionamientos de la irradiancia resultaran como consecuencia de una moderada a fuerte carga de partículas, y a un aumento en las emisiones artificiales por un factor de 50 o más. Yamamoto & Tanaka (1972), adelantando el trabajo de Ensor *et al.* (1971), mostraron que el efecto térmico de aumentar la turbidez atmosférica era considerablemente afectado por la parte imaginaria del índice de refracción de las partículas m_2.

Por la razón anterior se pensaba en aquella oportunidad que si este parámetro fuera de un valor pequeño, el sistema atmósfera-superficie podría enfriarse con un aumento de la turbidez [mientras que si su valor fuera grande ($m_2 > 0.05$), se esperaría un calentamiento de este sistema debido a un aumento de la turbidez]. Por el contrario, Charlson *et al.* (1972) y Chýlek & Coakley (1974) no estuvieron tan convencidos y criticaron estas posibilidades. Esto último fue aún más reafirmado cuando Wang & Domoto (1974), usando una representación más sofisticada (modelo radiativo-convectivo), demostraron teóricamente un posible calentamiento por aerosoles en superficies con albedos altos ($R_S > 0.30$). Por su parte, Sagan *et al.* (1973) entraron en el debate sugiriendo que las tormentas de polvo podrían iniciar un calentamiento radical por oscurecimiento de los casquetes de hielo, como sucede en Marte, etc. A mediados de los años 70, Kellog *et al.* (1975) notaron que los aerosoles industriales, así como el hollín de los residuos y los remanentes de material quemado de bosques talados, absorbían luz solar. Estos retendrían así calor. Este autor calculó que el principal efecto de los aerosoles antropogénicos sería un calentamiento regional, aunque admitió que el cálculo descansaba sobre las propiedades del aerosol, que fueron pobremente conocidas en aquella situación. Kellog *et al.* (1975) también señalaron que la lluvia limpiaría de aerosoles el aire de la baja atmósfera en cuestión de semanas. Eventualmente, el calentamiento debido a un aumento de CO_2, un gas que permanece en la atmósfera por largo tiempo, debería necesariamente controlar el clima. Este grupo hizo una distinción entre efectos de aerosoles sobre tierra (enfriamiento) o sobre mar

(no necesariamente enfriamiento), pero sostuvieron que los contaminantes estaban mayormente sobre tierra. Pasada la mitad de esa década, Damon & Kunen (1976) asomaron la posibilidad de que el esperado aumento en temperatura debido a un aumento en la energía solar, acoplado con el efecto invernadero del CO_2 y observado en el Hemisferio Sur durante el lapso 1960-1964, hubiera sido sobrepasado en el Hemisferio Norte por un enfriamiento debido a un aumento efectivo del albedo causado por material en suspensión en el aire de origen humano con, posiblemente, una significativa contribución debido a intensidades diferentes del vulcanismo en los dos hemisferios.

Al comienzo de la década de los años 80, Hansen *et al.* (1981) dudaron de que los aerosoles pudieran ser tan poderosos como para cancelar el efecto invernadero, pero sí admitieron que nadie conocía cómo modelar las retroalimentaciones de las nubes confiablemente y concluyeron que los aerosoles de la actividad humana, y aun de los volcanes, no podían producir suficiente enfriamiento como para detener el calentamiento de los gases invernadero. Ellos dieron una interesante comparación entre los componentes que participan en los referidos efectos, en términos de cambios en la temperatura (véase su figura 2). Para el calentamiento producido por CO_2 (de 300 ppm a 600 ppm), N_2O (de 0.28 ppm a 0.56 ppm), CH_4 (de 1.6 ppm a 3.2 ppm), CCl_2F_2/CCl_3F (de 0 a 2 ppb, cada uno), y aerosoles de hollín ($\Delta\delta = +0.02$), un cambio combinado en la temperatura de $\Delta T = + 4.6$ ºC fue computado contra un cambio teórico de $\Delta T = - 4.4$ ºC, proveniente de un enfriamiento producido por aerosoles estratosféricos de H_2SO_4 ($\Delta\delta = + 0.2$), aerosol troposférico de H_2SO_4 ($\Delta\delta = + 0.1$), y albedo terrestre ($\Delta R_S = + 0.05$).

Al inicio de los años 90, Charlson *et al.* (1990, 1991, 1992) trataron de demostrar que los sulfatos podrían causar significativo enfriamiento dispersando simplemente hacia atrás (hacia arriba) la radiación solar entrante. Los efectos de las partículas de sulfato, bajo condición de nubosidad, fueron más difíciles de estimar, pero probablemente añadirían aún más

enfriamiento. En unos cálculos pioneros publicados en 1991, el equipo de Charlson concluyó que la dispersión de radiación por las emisiones humanas de sulfato estaba crudamente contrabalanceando el efecto de calentamiento por invernadero del CO_2 en el Hemisferio Norte. El cálculo, sin embargo, fue admitido con muchas reservas porque estaba lleno de incertezas como se ha discutido en este capítulo. Este importante avance en la investigación de los aerosoles atmosféricos, que muestra un resurgimiento de estos aerosoles como mayores protagonistas en las anomalías climáticas, fue evidenciado y rápidamente revisado por Kerr (1992), quien resaltó que la bruma contaminante podía disminuir el efecto invernadero. Más aún, al comienzo de esa década, Kaufman *et al.* (1991), con la prístina simpleza de una matemática elemental usada en su muy recomendado artículo (muy adecuado para lectores principiantes del tema tratado en este capítulo), revisaron las características del efecto de enfriamiento y aplicaron la Teoría de Twomey para chequear, en el caso de combustible fósil y quema de biomasa, si el balance radiativo favorecía el calentamiento o el enfriamiento. Mostraron que aunque el carbón y el petróleo emiten 120 veces más moléculas de CO_2 que las moléculas de SO_2, y que cada molécula de SO_2 era 50-1100 veces más efectiva en enfriar la atmósfera (a través del efecto del aerosol sobre el albedo de las nubes) que en el calentamiento de ella producido por una de CO_2. También se percataron de que esta relación tomaba en cuenta la gran diferencia en los tiempos de residencia tanto para el aerosol como para el CO_2 (3-10 días para el aerosol y 7-100 años para el CO_2), y concluyeron que el efecto de enfriamiento por el carbón y combustión de petróleo estaría en un rango de 0.4 a 8 veces el efecto de calentamiento. Pero dentro de esta gran incerteza podía ser más probable que la combustión de derivados del petróleo causara un enfriamiento de la atmósfera, más que un calentamiento. Este grupo señaló por otra parte que la quema de biomasa, asociada a la deforestación, podía más probablemente causar un calentamiento de la atmósfera que un enfriamiento, puesto que el enfriamiento por su aerosol era solamente la mitad de aquel por quema de combustible fósil y su efecto

de calentamiento era dos veces más grande. Al propio tiempo, este trabajo reveló que futuros aumentos en la combustión de carbón y petróleo y el resultante aumento en la concentración de núcleos de condensación, podrían saturar el efecto de enfriamiento dando paso a que el efecto de calentamiento dominase. Se encontró adicionalmente que para el doble de la concentración de CO_2 por quema de combustible fósil, la expectativa para el efecto de enfriamiento sería de 0.1 a 0.3 veces el efecto de calentamiento.

A partir de ese momento, el debate sobre este tópico se encendió aún más cuando más artículos científicos sobre la materia fueron publicados durante los años noventa; por ejemplo, aquellos como los de Kiehl & Briegleb (1993), Balling (1994), Taylor & Penner (1994), Cox *et al.* (1995), Mitchell *et al.* (1995), Hobbs *et al.* (1997), Mitchell & Johns (1997), y West *et al.* (1997).

Los cálculos hechos por Kiehl & Briegleb (1993) de los efectos de los aerosoles troposféricos de sulfato, tanto naturales como antropogénicos, indicaron que el forzamiento climático por estos aerosoles era suficientemente grande en un número de regiones del Hemisferio Norte como para reducir significativamente el forzamiento positivo por gases de invernadero exacerbados. El forzamiento por aerosoles sulfatados en verano en el Hemisferio Norte desiguala completamente el forzamiento invernadero sobre el Este de los EE.UU. y Europa central. Los aerosoles sulfatados antropogénicos contribuyeron en estos estimados con -0.3 Wm^{-2} al forzamiento promedio anual global, en comparación con un +2.1 Wm^{-2} por los gases de invernadero. En otras palabras, Kiehl & Briegleb (1993) evaluaron el forzamiento radiativo asociado con la capacidad de los aerosoles de sulfato atmosféricos para reflejar hacia atrás, hacia el espacio, la radiación solar, y compararon esto con el forzamiento asociado con los gases atmosféricos de infrarrojo, encontrando que el (negativo) forzamiento climático por los aerosoles tuvo un fuerte carácter regional, con mayor forzamiento sobre superficies de tierra del HN, mientras que el (positivo)

forzamiento por los gases de infrarrojo fue distribuido casi equitativamente entre los dos hemisferios y varió principalmente como función de la latitud.

No obstante lo anterior, Taylor & Penner (1994) presentaron simulaciones de la respuesta del sistema climático a estos dos tipos de forzamiento. Estos investigadores mostraron que la respuesta global al forzamiento del aerosol era regionalmente heterogénea o no uniforme, con una distribución diferente del patrón del forzamiento. Estas simulaciones implicaron también que para igual magnitud del forzamiento, la respuesta de la temperatura era marcadamente más grande para el dióxido de carbono que para el forzamiento del aerosol. Concluyeron que para predecir la respuesta climática media global al forzamiento global medio, era necesario separar los diferentes componentes del forzamiento para los cuales el sistema climático era sensible.

Mientras tanto, un modelo global unidimensional de balance de energía fue usado por Balling (1994) para simular la respuesta climática por un aumento en la concentración de gases de invernadero atmosféricos y en la carga de aerosoles de sulfato. La salida de su modelo indicó que un cambio equivalente de 300 a 450 ppm de dióxido de carbono produciría un calentamiento global de 0.69 ºC (1.24 ºF), y doblando a 600 ppm, generaría un calentamiento de 1.57 ºC (2.83 ºF). En ambos experimentos numéricos, el calentamiento más grande apareció en las altas latitudes del Hemisferio Norte. Adicionalmente, los resultados con este modelo mostraron que aumentando los niveles de aerosoles sulfatados se generaba un enfriamiento global de 0.32 ºC (0.58 ºF), cuya manifestación más notoria ocurría en las latitudes industrializadas medias hacia altas del HN. Cuando los efectos equivalentes del dióxido de carbono y sulfatos fueron simulados juntos para representar cambios que ocurrieron en el siglo antepasado, el modelo generó un calentamiento global de 0.30 ºC (0.54 ºF), cuya mayor manifestación continuaba ocurriendo en latitudes medias y altas del HN. Los valores de transferencia del calor latente, que proporcionaron una cruda estimación

de las tendencias proyectadas en niveles de precipitación, aumentaron globalmente por un 2.3% en la medida en que la representación de la composición química del modelo fue alterada por los gases de infrarrojos y aerosoles de sulfato. Estos resultados básicos a partir de un simple modelo unidimensional de balance de energía, fueron ampliamente consistentes con simulaciones que usaron modelos tridimensionales de circulación general más sofisticados y con las tendencias en la temperatura global y precipitaciones observadas en el pasado siglo.

El forzamiento radiativo global medio anual del sistema troposfera-superficie fue usado por Cox *et al.* (1995) para jerarquizar o ponderar las influencias sobre el calentamiento por los gases traza atmosféricos. El procedimiento seguido por este grupo fue también usado para comparar la influencia refrigerante de los aerosoles troposféricos de sulfato con la influencia cálida de los gases de infrarrojos. Sin embargo, la inhomogeneidad espacial de estos sulfatos (concentrados principalmente en el HN continental) podría inducir respuestas climáticas que difieren en otras cosas menos, justamente, en el signo para aquellas inducidas por concentraciones aumentadas de gases de infrarrojo, más homogéneamente distribuidas. En su aproximación al problema, el mencionado grupo usó un modelo de circulación general para examinar más allá la adecuación del forzamiento radiativo medio global como una variable pronosticadora de las diferencias en las respuestas climáticas regional, hemisférico y global a diferentes patrones de forzamiento espacial y temporal. Las respuestas calculadas indicaron que los cambios en la temperatura del aire superficial anual y global dependieron solamente del forzamiento neto global promedio y no era altamente sensible a los detalles de los patrones espaciales y estacionales del forzamiento o a la naturaleza espectral del forzamiento (en el visible vs infrarrojo). Así, el forzamiento negativo del aerosol medio anual puede ser visto como un forzamiento antiinvernadero escalable. No obstante, respuestas sustanciales al forzamiento del aerosol no uniformemente distribuido fueron observados

a escalas hemisféricas y regionales. Más aún, los patrones de respuestas difirieron de los patrones del forzamiento, conduciendo a la conclusión de que la distribución espacial de todos los forzamientos significativos debe ser exactamente representada cuando se estudia alteraciones climáticas regionales.

Mitchell *et al.* (1995) usaron un modelo acoplado de circulación general atmósfera-océano para simular el clima pasado y futuro desde el comienzo del registro instrumental, casi global de la temperatura superficial, e incluyeron los efectos de la dispersión de radiación por aerosoles de sulfato. La inclusión de estos aerosoles mejoró significativamente el acuerdo con los patrones de temperatura media global observados a gran escala en décadas recientes, anteriores a ese año de 1995, aunque el adelanto en las simulaciones de regiones específicas estaba incorrecto. Este grupo predijo un calentamiento global medio futuro de 0.3 K por década para gases de infrarrojo solamente, ó 0.2 K por década, incluyendo el forzamiento por aerosoles de sulfato. Para el año 2050, todas las áreas terrestres se habrán calentado en sus simulaciones, a pesar de un fuerte forzamiento radiativo negativo en algunas regiones. Estos resultados modelados sugirieron que el calentamiento global se podría acelerar cuando el forzamiento por los GIA comience a dominar sobre el forzamiento por aerosoles de sulfato si se toma en cuenta que ha habido una creciente evidencia de que la respuesta del clima a un aumento de los gases de infrarrojo puede ser modificada por un aunado aumento en loslbp

Mitchell & Johns (1997) continuaron estos estudios investigando los patrones de respuesta en la climatología de la superficie con un modelo acoplado de circulación general atmósfera-océano, en el cual se estudió solo el forzamiento por aumentos en el dióxido de carbono; esto fue comparado con aquellos obtenidos por un aumento de este gas y el forzamiento por

aerosoles. Las simulaciones fueron corridas desde los tempranos inicios de la era industrial usando el forzamiento histórico estimado, y continuaron hasta el fin del siglo veintiuno asumiendo la no intervención de escenarios de GIA y aerosoles. La comparación fue para el período 2030-2050, cuando el forzamiento del aerosol se asumió estar en un máximo. Para el invierno boreal, el enfriamiento debido a los aerosoles tendió meramente a reducir la respuesta del dióxido de carbono, mientras que en verano, este debilitó las circulaciones monzónicas y revirtió algunos de los cambios del ciclo hidrológico sobre un aumento de este gas. Esta respuesta fue en algunos aspectos similar a la encontrada en las simulaciones con cambios en los parámetros orbitales, como los habidos entre la mitad del Holoceno hasta nuestros días. La respuesta hidrológica en las paleosimulaciones fue apoyada por las reconstrucciones paleoclimáticas. Los resultados por los cambios en las concentraciones de aerosoles en las magnitudes proyectadas en los escenarios, tendrían un efecto mayor en el clima regional, especialmente sobre Europa y el sureste de Asia.

Por el mismo a¶o, Hobbs *et al.* (1997), basados en mediciones aéreas de humo proveniente de la quema de biomasa en Brasil, extrajeron los parámetros ópticos, lo cual permitió una determinación mejorada de los efectos del humo sobre el balance de radiación de la Tierra. El forzamiento radiativo directo medio global debido al humo de la quema mundial de biomasa fue estimado no mayor que -0.3 Wm^{-2} (enfriamiento) comparado con +2.45 Wm^{-2} (calentamiento) debido a los GIA, y a escalas regionales, el FRD debido al humo era más grande, afectando así indirectamente el clima global.

En contraste, West *et al.* (1997), considerando que aumentos antropogénicos en la concentración de aerosol pueden afectar significativamente el clima, notablemente por acción de un forzamiento radiativo negativo que contrabalancea hasta cierto punto el forzamiento radiativo positivo de los GIA, y considerando también que los efectos potenciales de los aerosoles y

su corta vida de permanencia atmosférica destacan aspectos críticos para la política sobre el clima, trataron las implicaciones de los aerosoles separando sus emisiones (como una variable de tal política) de las de los GIA (escenarios IPCC), pero ligadas mediante la política energética. En este interesante acercamiento al problema y usando un simple modelo climático, estos investigadores mostraron que con la no supresión o disminución de los GIA, los cambios en la emisión de aerosoles podrían afectar significativamente el forzamiento radiativo neto, pero que el forzamiento positivo de los GIA continuaba dominando. Los aerosoles mostraron también que se reduce la diferencia en el forzamiento radiativo neto entre aplicar una política de reducción o supresión y aplicar su contraparte de no ejercer ninguna acción, mientras que la habilidad para reducir este efecto a través de las emisiones de aerosoles en una política energética fue limitada. Sin embargo, la conclusión de que los aerosoles son beneficiosos para el clima porque contrabalancean el calentamiento de invernadero fue,entonces altamente cuestionada por West *et al.* (1997); se esperaría que ambos escenarios, unos con altas emisiones de aerosoles y otros con altas emisiones de GIA, dieran mayores incertezas en la temperatura media y mayores probabilidades de cambios en otros parámetros climáticos.

En forma concluyente, es un hecho general que la adición de aerosoles de sulfato a la atmósfera, principalmente aquellos originados en la quema de combustible fósil, pueden estar cancelando ya parte del calentamiento de invernadero a una escala global. De hecho, el IPCC ya lo admitía por primera vez en su informe de 1996, en una de sus sorprendentemente olvidadas afirmaciones: "*Cuando solo se consideran los incrementos en las emisiones de gases invernadero a la hora de crear modelos de simulación, la mayoría de los MCG... generan calentamiento mayor que el observado, a menos que se use una sensibilidad climática menor que la habitual en la mayoría de los MCG (...). Cada vez son más las pruebas que demuestran un aumento de aerosoles de azufre que contrarrestan el calentamiento debido*

a los gases invernadero". Y de hecho se ha sugerido que al menos diez veces más aerosol de sulfato se necesitaría tanto en la troposfera como en la estratosfera para obtener un efecto comparable que contrabalancearía el efecto del calentamiento global. Este escenario ha insinuado la posibilidad de usar precisamente un aerosol como este como reflector solar para ver si el balance de energía global de la atmósfera puede intencionalmente ser cambiado y contribuir así a mitigar el calentamiento por aplicación de una ingeniería ambiental climática especial. Dickinson (1996) lleva muy bien este tópico al nivel comprensivo del presente trabajo. Simplificado hasta donde le fue posible para una fácil apreciación por un lector no técnico o especialista en la materia, su artículo hace una introducción a los aspectos a ser tomados en consideración para un mejor entendimiento del concepto de ingeniería del clima usando para ello los aerosoles atmosféricos. Para la discusión, este autor hace uso de un simple modelo de caja muy adecuado para ese objetivo. Este se basa en una versión extendida o ampliada de la ec. (6), que es analizada en detalle por Ramanthan *et al.* (1989) y que involucra el concepto del parámetro de retroalimentación (no discutido en este libro).

Pero en particular, la cuestión a plantearse es: ¿cuánto aerosol de sulfato se necesitaría entonces? Una respuesta fue que una adición anual a la troposfera de aproximadamente 80 – 100 Tg de sulfato de la quema de combustible fósil tendrían un FRD casi instantáneo de entre -0.2 a -0.8 Wm^{-2}. El valor medio de -0.5 Wm^{-2} sería alrededor de un cuarto del necesitado para cancelar el calentamiento invernadero para finales de la década de los años 80, o alrededor de un octavo del que se necesitaría para cancelar un aumento del doble en la concentración de CO_2. Esta ingeniería climática, o geoingeniería (Bodansky, 1996; Govindasamy & Cladeira, 2000; Keith, 2000; Crutzen, 2006; Blackstock *et al.*, 2009), en combinación con otros posibles factores como los de una factible apropiada y activa modificación del albedo superficial (Hamwey, 2005), junto con una reducción de los GIA [Protocolo de Kyoto y otros (Marchetti, 1977; Morrisette *et al.*, 1991)],

pueden conducir a una mitigación del calentamiento atmosférico producto del "cambio climático" (ver tabla 7). Pero de estas soluciones, la introducción de aerosol de sulfato en la troposfera podría significar potencialmente un problema peor, puesto que se podrían generar problemas de lluvia ácida ya superados. En este caso, la introducción de este aerosol en la troposfera estaría altamente cuestionada y contraindicada, por lo que su uso deliberado en la atmósfera se restringiría solo a la capa estratosférica (Rasch *et al.*, 2008), simulando un poco la acción refrigerante de los aerosoles volcánicos sobre el clima, como se discutió en detalle en el capítulo 2.

De los anteriores trabajos más arriba citados y comentados, aquellos de Charlson *et al.* (1990, 1991), Kaufman *et al.* (1991), Balling (1994) y Hobbs (1997) parecen los más adecuados y recomendados a los efectos y propósitos pedagógicos de esta obra, pero dentro del contexto del presente apartado.

Y para una relación más actualizada de la disputa entre los GIA y los aerosoles atmosféricos por controlar el "cambio climático", véase Kiehl *et al.* (2000), Webster *et al.* (2002), Anderson *et al.* (2003) y Paeth & Feichter (2006).

La figura 13 muestra una visión general o balance de las medias globales del forzamiento radiativo tanto natural como antropogénico de los gases de invernadero y de aerosoles atmosféricos para 2005, incluyendo aquellos relacionados con el albedo superficial (uso de la tierra) y aquellos de carbón sobre nieve. Son notorias las incertezas asociadas con los aerosoles. El forzamiento antropogénico neto o combinado es positivo, observándose la parte contrabalanceada por los aerosoles. La Ingeniería Ambiental, o Geoingeniería, pretende aumentar planificadamente este contrabalance para reducir este efecto positivo o calentamiento global (Rasch *et al.*, 2008; Kunzig, 2009). Note que el ozono estratosférico produce un forzamiento negativo mientras que el troposférico produce un forzamiento positivo.

Los aerosoles asociados con las nubes son los que producen mayores incertezas. El uso de la tierra produce un forzamiento negativo. De los gases invernadero, el dióxido de carbono es el que produce mayor forzamiento positivo.

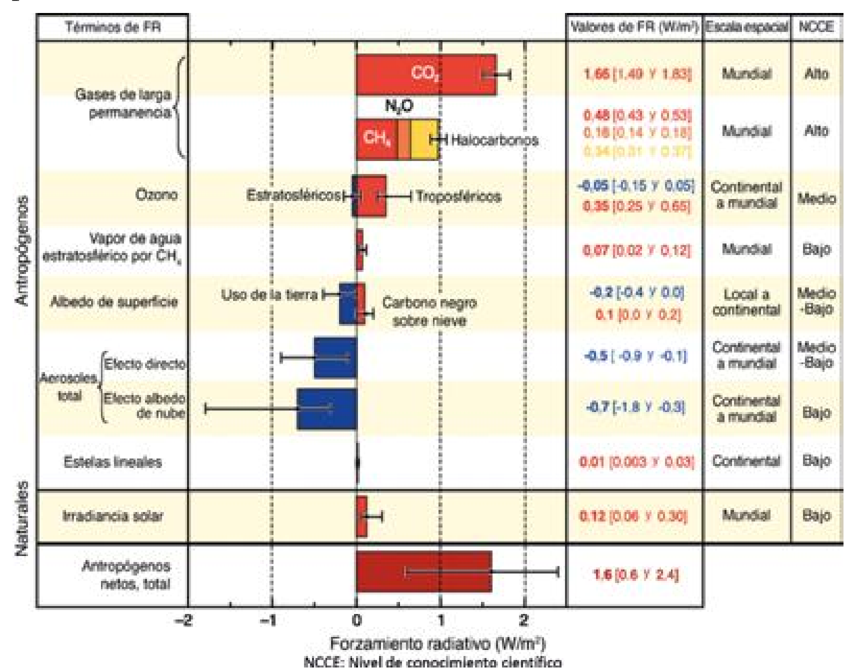


FIGURA 13. Estimaciones para 2005 de las medias globales del forzamiento radiativo atribuibles a los mecanismos principales que lo producen. Las barras negras de error indican el nivel de incerteza asociada a cada forzamiento: existe una probabilidad del 90% de que los valores caigan dentro de las barras de error. El forzamiento radiativo de los gases de efecto invernadero, por ejemplo, tiene un alto grado de certeza, mientras que hay una gran incerteza asociada a los efectos de los aerosoles (los aerosoles volcánicos no se incluyen en la figura debido a su condición de acontecimientos o eventos esporádicos) . El manejo comunicacional de estas incertidumbres o incertezas (barras de error) ha sido motivo de crítica en el debate público sobre el "cambio climático global" (Shackley & Wynne, 1996; Zehr, 2000). La tabla 7.9 de Harvey (2000a) presenta relaciones matemáticas empíricas, dependientes del tiempo, que permiten estimar los diferentes FRD producidos, respectivamente, por CO_2, CH_4, N_2O, CFC-11, CFC-12, aerosoles de sulfato, etc.

TABLA 7. Tecnologías de geoingeniería para mitigar los efectos térmicos de los gases IR en la atmósfera

Tecnología	Descripción
Sulfatos en aerosol hacia la estratósfera	Bombear sulfatos en aerosol hacia la estratósfera para bloquear la luz solar y así disminuir la temperatura de la Tierra, aunque sin afectar el nivel de los GIA en la atmósfera
Pantallas solares espaciales	Billones de pequeñas naves espaciales serían lanzadas a millones de kilómetros de la Tierra para formar una "nube" cilíndrica de casi 100 mil kilómetros de longitud, alineada con la órbita del sol, y que debería desviar cerca del 10% de la luz solar lejos del planeta
Blanqueado de nubes	Rociar agua de mar a las nubes para incrementar sus núcleos de condensación; las nubes serán "más blancas" y reflejarán más de la luz solar fuera de la Tierra
Cobertura de desiertos	Cubrir grades extensiones de los desiertos con capas reflejantes para desviar la luz solar lejos de la Tierra
Cobertura del hielo del Ártico	Cubrir los macizos nevados o glaciares en el Ártico con material aislante o una nanopelícula que refleje la luz del sol y prevenga su derretimiento
Techos y pavimentos blancos	Pintar los techos y las superficies de los caminos y carreteras de blanco para reflejar la luz solar (geoingeniería de baja tecnología)
Cultivos "climáticos"	Incluye tecnologías para incrementar el albedo y volver a las plantas y árboles resistentes a las sequías, el calor o la salinidad
Espejos espaciales	Colocar una malla superfina de aluminio reflejante entre la Tierra y el Sol
Secuestro de CO_2	Diferentes propuestas; e.g. usando las corrientes termohalinas del océano como sumideros, etc.

INTERMEDIO D

LA CONTAMINACIÓN ATMOSFÉRICA EN EL CONTEXTO DE LA SALUD PÚBLICA

A partir de estudios epidemiológicos de los años 50 (siglo pasado) en adelante se ha obtenido suficiente información que permiten afirmar que existe una correlación significativa entre diversos efectos sobre la salud (afecciones) y la exposición a la contaminación atmosférica. Los impactos que ha generado este problema han sido suficientes para que la Organización Mundial de la Salud considere esta contaminación como una de las más importantes prioridades mundiales en salubridad, sanidad e higiene pública. Se estima que esta contaminación, debida solo a partículas, es la responsable del 1.4% de todas los decesos a escala global y que la contaminación general del aire ambiental urbano causa aproximadamente ochocientos mil muertes al año en todo el mundo. Para 1992 se estimaba que 280 millones de material constituido por partículas contaminantes, algo más del 10% de la cantidad total que ingresaba a la atmósfera en un año, para aquella época, eran de origen humano, principalmente emitidas en zonas limitadas de la Tierra.

Desafortunadamente, la contaminación del aire no se puede eliminar como se hace con la contaminación por desechos sólidos o por aguas servidas, por lo que la estrategia a seguir es la del control (reducción) de las concentraciones y de las emisiones que la origina.

Existen cuatro tipos de procesos que controlan la concentración de los contaminantes atmosféricos como se especifica en la fig. D1.

La concentración de los contaminantes atmosféricos son controlados por cuatro tipos de procesos:

- Emisiones. Los contaminantes son emitidos a la atmósfera por varias fuentes (fijas y/o móviles); pueden ser antropogénicas (e.g. consumo de combustibles fósiles), naturales biogénicas (e.g. respiración vegetal), naturales no-biogénicas (e.g. volcanes, tormentas de polvo de desiertos, incendios forestales).
- Química. Los contaminantes son formados y removidos en y desde la atmósfera por reacciones químicas (oxidación, fotólisis, hidrólisis, etc).
- Transporte. Los contaminantes son removidos de la atmósfera por el viento que los transportan lejos de sus fuentes (meteorología).
- Deposición. Eventualmente los contaminantes son depositados de vuelta a la superficie terrestre, bien sea por gravedad (deposición seca) o por lavado de la lluvia (deposición humeda).

Figura D1.

Con un modelo muy simplificado de caja en el que se toma en cuenta el balance de material contaminante para expresar su tasa o velocidad de acumulación en la atmósfera inmediata (fig. D2), se puede ilustrar cómo la “intoxicación” urbana afecta a una ciudad por la vía de la contaminación antropogénica del aire. Se puede encontrar una relación directa entre la concentración externa o ambiental de los contaminantes y sus emisiones o descargas al aire (dependientes del estilo y calidad de vida de sus habitantes, del consumo de su población, de aspectos demográficos, etc.) y además de la meteorología del lugar y características de la ciudad.

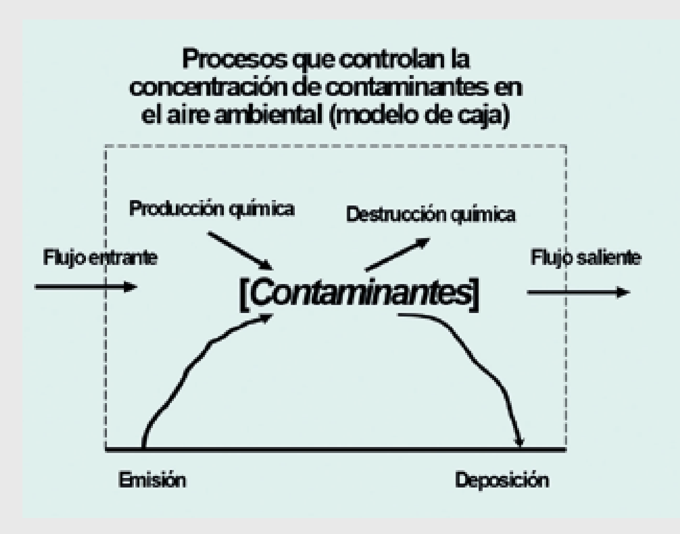


Figura D2

Estimada la concentración externa o ambiental con el modelo simple se puede mostrar cómo esta variable concierne a la salud pública a través de su conexión con los aspectos toxicológicos e epidemiológicos que son impactados en el cálculo de la dosis de exposición, índice de peligro, margen de exposición, nivel de intoxicación, riesgo relativo (RR) [a través del factor, parámetro o coeficiente ambiental de sensibilidad epidemiológica (FASE, PASE o CASE, según se prefiera)] y tasa de morbilidad y mortalidad (TM_t, TM_b).

Además de entrar en la definición y cálculo de la dosis de exposición, la concentración del contaminante aparece, por ejemplo, en la aplicación del modelo episódico de balance cinético-toxicológico a la intoxicación y envenenamiento de la sangre por el monóxido de carbono y la carboxihemoglobina asociada. Otros ejemplos en donde ella aparece en los cálculos son la estimación del RR y la TM_t y/o TM_b, en los cuales

se plantean modelos de regresión lineal, muy usados en epidemiología ambiental, en los que se aplica estudio de series temporales. En particular, se define el CASE y de ahí se deriva el modelo exponencial de ajuste logístico para cuantificar el RR debido a una variación en la concentración externa de material contaminante constituido por partículas en suspensión.

El valor del CASE, entendido como tal, es uno de los principales indicadores en epidemiología ambiental (vigilancia epidemiológica) que da cuenta del impacto de la contaminación del aire en la salud pública. Su interpretación cualitativa y cuantitativa es fundamental para establecer normas preventivas y así evitar o, al menos, no exacerbar afecciones cardiovasculares o del tipo EPOC (enfermedad pulmonar obstructiva crónica), que son enfermedades muy susceptibles al cambio de calidad del aire.

En el contexto de la dinámica mundial, descrito en el modelo de Forrester de 1971, vemos cómo la variable “contaminación en general” y la variable “calidad de vida”, más otras tres variables fundamentales asociadas como “población”, “recursos naturales”, etc., están evolucionando temporalmente durante el presente siglo, con pronósticos reservados, no muy alentadores, más allá del 2100.

4

SIMULACIÓN TEÓRICO-EXPERIMENTAL DEL FRD EN PARTÍCULAS DE SULFATO

"En una comunicación anterior describí el aparato utilizado por primera vez para contar las partículas de polvo en la atmósfera. Ese aparato fue construido de tales materiales que podrían fácilmente obtenerse ya listos y hechos, y encajados entre sí de tal manera, que fácilmente cualquiera familiarizado con el trabajo de laboratorio podría repetir los experimentos. Aunque ese aparato es bastante satisfactorio para el trabajo preliminar y da muy buenos resultados, evidentemente no está diseñado para el uso diario regular; además, tiene ciertos defectos que pueden evitarse en aparatos especialmente construidos"

John Aitken (1889)

Como se mencionó inicialmente en el capítulo introductorio, éste estará dirigido a ilustrar una evaluación teórica-experimental del FRD por partículas o aerosoles atmosféricos usando para ello un simple MBE de caja, dependiente de la profundidad óptica, a una longitud específica de 633 nm. El modelo se describe aquí en detalle. El aerosol atmosférico estará representado en esta simulación por aerosoles esféricos y monodispersivos hechos de sulfato de amonio puro, muy comunes en la atmósfera real (figura 14), generados en el laboratorio por el autor del

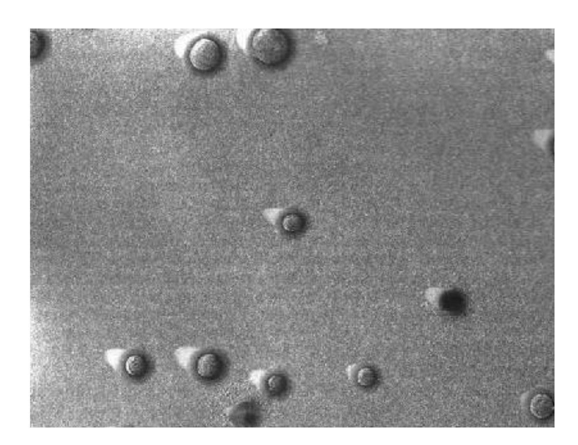


FIGURA 14. Muestra de aerosoles esféricos de sulfato tomados de la atmósfera y fotografiados con un microscopio electrónico. Las partículas son de aproximadam nte de 0.1 μm de diámetro (tomado de Charlson & Wigley, 1994b)

presente trabajo (figuras 15-18), cuyas propiedades ópticas básicas han sido medidas a la longitud de onda arriba citada o calculadas con un código de computación de la Teoría de Mie a la misma longitud de onda o muy próxima a ella. En un trabajo futuro, la influencia de la forma de los aerosoles atmosféricos sobre el FRD se intentará dar a conocer en una simulación análoga usando para ello aerosoles de forma cilíndrica y monodispersivos, generados también en el laboratorio pero a partir de *trimetilxantina* (cafeína) (Peñaloza & Colbeck, 1996b; Peñaloza-Murillo, 2011). Las propiedades ópticas básicas de este segundo aerosol también han de ser medidas de la misma forma, a la longitud específica de 633 nm, o calculadas con un programa de computación adaptado a la Teoría de Mie, para aerosoles de esta forma, a esa longitud de onda o muy cercana a ella

4.1. El modelo teórico-experimental

Con atención a la ec. (55), el FRD puede ser dado como,

$$\Delta F_{\text{aerosol}} \propto \beta_{\text{bsc}} \alpha_{aerosol}^{RH_r} f(HR) \ . \tag{62}$$

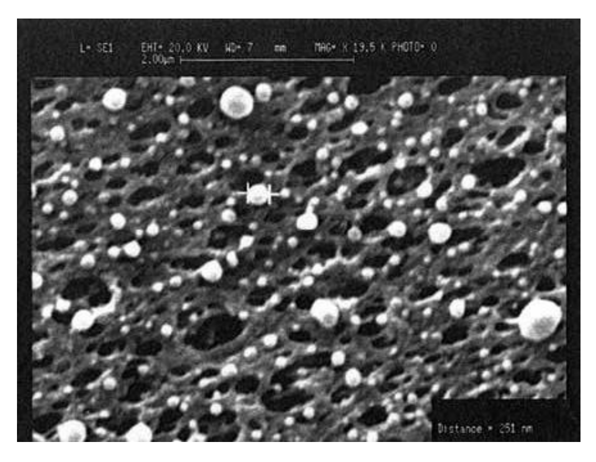


FIGURA 15. Imagen de microscopía electrónica que muestra aerosoles esféricos de sulfato de amonio producidos en el laboratorio por un generador de aerosoles tipo CAN (Hudson) modelo Up-Draft Neb-U-Mist (figura 17) con una solución acuosa del mismo sulfato a 0.01g/cm^3 de concentración

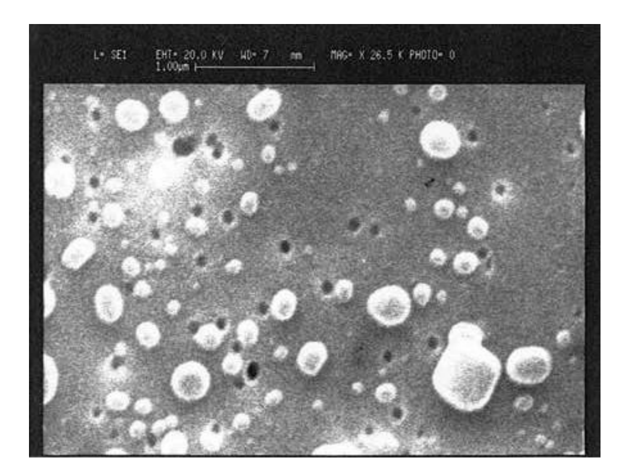


FIGURA 16. Imagen de microscopía electrónica que muestra aerosoles esféricos de sulfato de amonio producidos en el laboratorio por un generador de aerosoles tipo COA-TSI 3076 (figura 18) a la misma concentración usada en el CAN (figura 17).

Las tres variables contenidas en esta ecuación pueden ser medidas directa o indirectamente en el laboratorio con un instrumento llamado nefelómetro integrador (NI) (Charlson, 1980, Heintzenberg & Charlson, 1996).

En particular, la versión directo de celda del NI (NIDC) (Heintzenberg & Charlson, 1996; Anderson *et al.*, 1996; Anderson & Ogren, 1998) puede ser adaptado para medir:

1. El factor de asimetría g el cual se relaciona con β_{bsc}
2. El factor $f(HR)$
3. El factor $\alpha_{aerosol}^{RH_r}$
4. La función angular de dispersión $P(\Theta)$
5. El exponente Ångstrom (Robinson, 1966; Lowry, 1980; Power, 2003)



FIGURA 17. Dos nebulizadores de aire comprimido (de color verde) CAN, modelo Up-Draft Neb-U-Mist, utilizados para generar aerosoles esféricos de sulfato de amonio, son vistos aquí montados en el laboratorio

Una opción del NI que se puede escoger es la versión de celda recíproco (NICR) (Peñaloza M., 1999) en combinación con un transmisómetro (TNICR) (Mulholland & Bryner, 1987, 1994), el cual, sin ninguna adaptación, puede medir directamente el albedo de simple dispersión y la profundidad óptica. El transmisómetro de celda (TC), usado solo en otros experimentos de aerosoles (Peñaloza M., 2000b), puede medir también de una manera indirecta no solamente la profundidad óptica, sino también otras propiedades ópticas como el albedo de simple dispersión para aerosoles esféricos y monodispersivos altamente no absorbentes. Todos estos dispositivos ópticos están equipados con una cámara cerrada de dispersión o celda, pintada de negro y con una fuente de luz que en algunos casos, como en el de los TNICR, puede ser un rayo láser (a cierta longitud de onda, por ejemplo, a 633 nm).

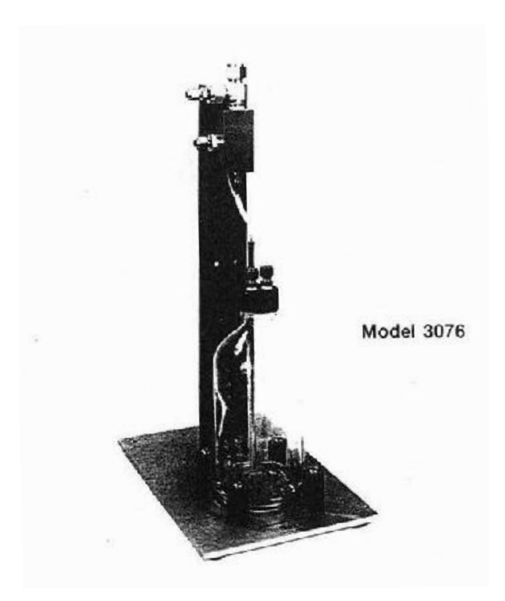


FIGURA 18. Vista del atomizador de salida constante COA, modelo 3076, manufacturado por TSI (USA) para producir aerosoles de sulfato de amonio. La botella tiene un volumen de 1 litro

La figura 19 muestra el TNICR usado en esta investigación experimental cuya calibración y funcionamiento, en su aplicación para caracterizar aerosoles (técnica nefelométrica o nefelometría), han sido revisados y explicados en detalle por Peñaloza M. (1999), cuya contribución ha servido de referencia para trabajos más recientes como los de Moosmüller & Arnott (2003) y Abu-Rahmah *et al.* (2006). La figura 20 muestra un diagrama de la configuración básica combinada de este instrumento. Cálculos posteriores permiten la determinación del factor de asimetría y β_{bsc}, vía Teoría de Mie. Dados los coeficientes de eficiencia junto con el tamaño y la densidad de la partícula, el término $\alpha_{aerosol}^{RH_r}$ puede ser evaluado.



FIGURA 19. Vista del transmisómetro-nefelómetro-integrador de celda recíproco del laboratorio de investigación en aerosoles de la Universidad de Essex (Colchester, Inglaterra) y su equipo auxiliar (1999). La fuente de radiación es un láser de He-Ne a 633 nm

En la sección 4.3 de este capítulo se presentan resultados que dan cuenta de cómo el FRD puede ser estudiado por simulaciones de laboratorio o con un transmisómetro de celda o con la versión combinada del TNICR,

instrumentos estos que han sido usados para derivar las propiedades ópticas del aerosol involucrado en tales simulaciones.

La exactitud de las medidas directas depende del tiempo de integración, de la estabilidad de la corriente oscura de los detectores y de la estabilidad de la calibración global de toda la instrumentación involucrada. Sobre la base de la experiencia acumulada en experimentos parecidos (Baker & Coletti, 1982), una exactitud del 5% en cada medición parece razonable.

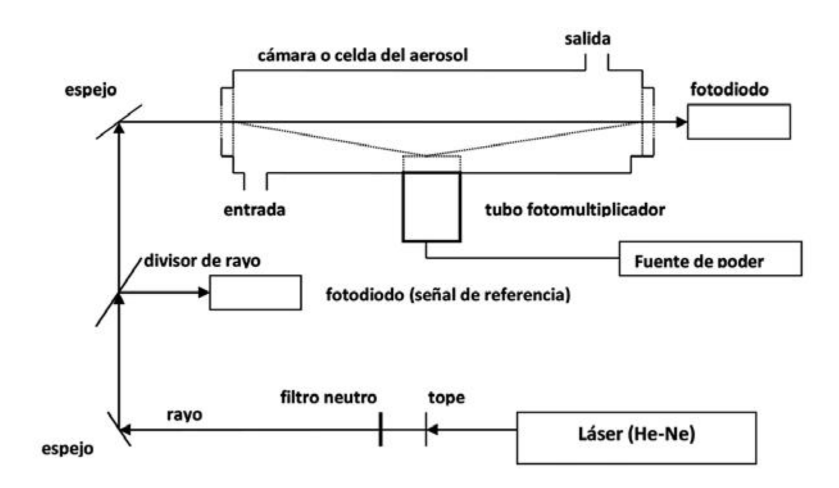


FIGURA 20. Diagrama básico del transmisómetro-nefelómetro-integrador de celda recíproco (TNICR), mostrado en la figura anterior y usado en esta (Peñaloza M., 1999, 2000b) y otras investigaciones experimentales de la Universidad de Essex (Colchester, Inglaterra) en aerosoles. Desconectando el tubo fotomultiplicador, el cual está alineado en ángulo recto con el camino del rayo para capturar la dispersión de la nube de aerosoles en todas las direcciones, el instrumento se convierte solo en un transmisómetro de celda.

La simulación de una atmósfera planetaria en el laboratorio debe ser una tarea extraordinariamente restrictiva y, por ende, altamente específica y simplificada. Por ejemplo, en un experimento llamativamente sencillo,

pionero y emblemático para las simulaciones de atmósferas planetarias en el laboratorio llevado a cabo en 1952, luego de solo dos semanas de trabajo, el estudiante de postgrado Stanley Miller, trabajando bajo la supervisión del renombrado químico Harold Urey, envió una chispa o descarga eléctrica de 60000 V, simulando la luz, a través de un bulbo o ampolla contentivo de una mezcla gaseosa de metano, amoníaco, oxígeno y vapor de agua. En aquella época se pensaba que esta combinación podía simular la atmósfera de la Tierra joven. El producto derivado de esta acción contenía aminoácidos, la subunidad química básica de las proteínas, así como otras materias primas esenciales para la vida (Miller, 1953). Hoy se sabe que la mezcla de gases que utilizó Miller (1953) no reproducía con suficiente detalle la atmósfera terrestre en el momento más probable donde situar el origen de la vida, pero aún así, este experimento constituyó un hito importante en la simulación en el laboratorio de la atmósfera terrestre. Años más tarde, Margolis *e* (1972) trataron de simular la reflectividad difusa de una atmósfera planetaria nubosa. Y más recientemente, Cabane & Chassefière (1995) intentaron hacer simulaciones de gases orgánicos y aerosoles de la atmósfera de Titán. En este sentido, Coll & Raulin (1998) revisaron los intentos hechos por diversos autores para simular microambientes planetarios específicos por medio de experimentos. Simulaciones con fines educativos, relacionadas con el efecto de invernadero atmosférico, incluyen las de Fuller (1973), Eichman & Brown (1994), Lueddecke *et al.* (2001), Keating (2007) y Wagoner *et al.* (2010).

Considerando que Baker & Coletti (1982), para experimentos parecidos estimaron las incertezas en la evaluación de las propiedades radiativas en el visual ($\lambda \cong 632.8$ nm), de una capa de aerosol debido a errores numéricos y experimentales, encontrando valores típicos de ~ 2-8% para un intervalo reducido alrededor de esta longitud de onda, la primera restricción en nuestra simulación atmosférica es que $A_C = 0$; esto representa un cielo completamente claro y despejado. La segunda restricción es que la incidencia del flujo de

radiación es perpendicular, lo cual implica que sec $\theta_o = 1$ (Sol en el cenit). Puesto que el fondo de la cámara del TNICR es negro, $R_S = 0$; sin embargo, hagamos que esta variable represente cualquiera superficie natural ($0 < R_S < 1$). La tercera condición restrictiva es que $T_i = 1$ para estos instrumentos con la cámara o celda vacía (sin aerosol), pero permitamos de nuevo que este parámetro varíe de acuerdo con $0 < T_i < 1$. Bajo las dos últimas condiciones, el flujo de radiación inicial no puede ser la potencia del haz del láser ni la constante solar W_o, sino el flujo solar a 633 nm. Asumiendo una capa de aerosol ópticamente fina con una profundidad óptica δ_a, el cambio en el albedo planetario ADA a esta longitud de onda, basado en el ec. (49) y ec. (51), es

$$\Delta A_{aerosol,633} = (W_o)_{\lambda=633} T^2_{i(633)} \{R_a + [T_a^2 R_{S(633)} / (1 - R_{S(633)} R_a)] - R_{S(633)}\}, \quad (63)$$

donde $(W_o)_{\lambda=633}$ es el flujo solar a 633 nm o muy cerca de esta, $T_{i(633)}$ y $R_{S(633)}$ son la transmitancia y el albedo superficial, a la misma longitud de onda respectivamente.

La reflectancia de la capa de aerosol puede ser expresada por

$$R_a = [1 - \exp(-\delta_a)]\varpi\beta_{bsc}\ , \quad (64)$$

y su transmitancia puede ser dada por,

$$T_a = \exp(-\delta_a) + [1 - \exp(-\delta_a)]\varpi(1 - \beta_{bsc})\ . \quad (65)$$

Los valores de estas dos variables son obtenidas directa o indirectamente, a la longitud de onda específica, a partir de mediciones de laboratorio como función de δ_a. La transmisión T_i de la capa de aire libre de aerosoles, puede ser computada con una expresión similar a la ec. (65), nominalmente:

$$T_{i,aire} = \exp(-\delta_{aire}) + [1 - \exp(-\delta_{aire})]\varpi_{aire}(1 - \beta_{bsc,aire}) . \quad (66)$$

Para la dispersión de Rayleigh, a longitudes de onda de radiación solar, $\varpi_{aire} = 1$; también $\beta_{bsc,aire} = ½$ porque esta dispersión es isotrópica. Entonces la ec. (66) se reduce a

$$T_{i,aire} = \exp(-\delta_{aire}) + (1/2)[1 - \exp(-\delta_{aire})] . \quad (67)$$

Conocido $\Delta A_{aerosol,633}$, por aplicación de las ecs. (64) – (67) en la ec. (63), el FRD, en este caso $\Delta F_{aerosol,633}$, se puede estimar, quedando entonces en función de δ_a para valores fijos de los parámetros δ_{aire}, $T_{i,aire}$, ϖ_{aire}, ϖ, $\beta_{bsc,aire}$ y R_S, a la longitud de onda referida (633 nm) o cercana a ella.

En el intervalo $\Delta\lambda$ = 632-634, la irradiancia solar ultraterrestre, a la distancia media Sol-Tierra, es 1.615 Wm^{-2} (Bakan & Hinzpeter, 1988); así, pongamos $(W_o)_{\lambda=633}$ igual a este valor. Para δ_{aire}, según Bucholtz (1995), existen diferentes valores para este parámetro. La tabla 8 da, a λ = 630 nm, seis valores diferentes de $T_{i,aire}$ correspondientes a valores de δ_{aire}, calculados vía ec. (67).

TABLA 8. Transmisión atmosférica del aire $T_{i,aire}$ como función de la profundidad óptica para dispersión de Rayleigh del aire (δ_{aire}) a 0 Km de altitud, y a λ = 630 nm para seis modelos diferentes de atmósferas (tabla 4 de Bucholtz, 1995)

	Tropical (15° N)	Lat/Jul (45° N)	Lat/Ene (45° N)	Subartic/Jul (60° N)	Subartic/Ene (60° N)	US Std. (1962)
δ_{aire} ($x10^{-2}$)	5.612	5.604	5.618	5.571	5.587	5.590
$T_{i,aire}$	0.97271	0.97275	0.97268	0.97290	0.97283	0.97281

Considerando los seis valores de $T_{i,aire}$, en la tabla anterior, un valor de $T_{i,aire} = 0.972$, a esta longitud de onda, es usado en los cálculos del $FRD_{(633)}$.

Los valores de R_S publicados por Tucker & Miller (1977) han sido usados. Esta data puede ser obtenida directamente de la figura 21, la cual muestra la dependencia espectral del albedo superficial de suelo seco, suelo húmedo y vegetación verde. Estos valores son: $R_{S(633)} \cong 0.15$, 0.12 y 0.08 respectivamente (a $\lambda \cong 633$ nm).

Para nieve, la data publicada por Warren (1982) da valores para $R_{S(633)}$ bajo condiciones diferentes. De la figura 22, estos valores son, a $\lambda \cong 633$ nm, $R_{S(633)} \cong 0.930$, 0.883 y 0.799, para nieve seca, nieve húmeda sobre hielo blanco (limpio y puro) y nieve vieja derretida respectivamente.

Para otros tipos de superficie, Ashburn & Weldom (1956) proporcionan valores del albedo espectral para desierto; Coulson & Reynolds (1971) hacen lo mismo, pero para varias clases de suelos y tipos de vegetación. Para el momento de la redacción de la presente obra, esa información apenas estuvo disponible como para incluir cálculos adicionales; sin embargo, queda planteado como una propuesta de experimento numérico para el lector.

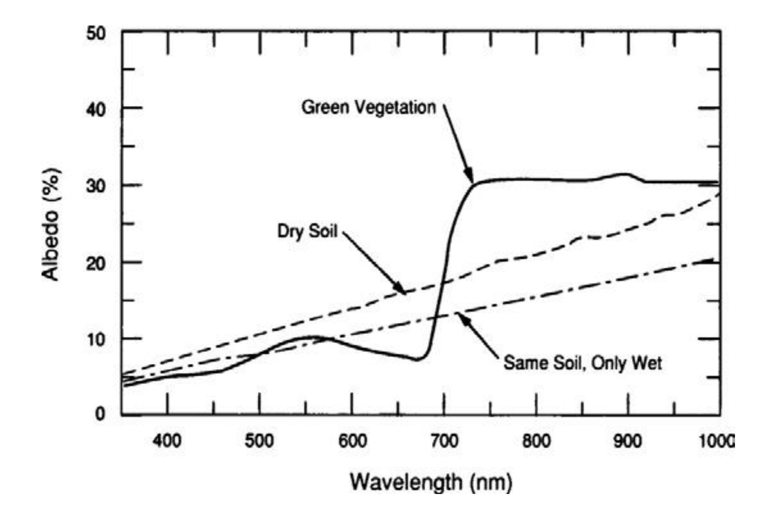


FIGURA 21. Albedo superficial como función de la longitud de onda (wavelength), para tres superficies diferentes: suelo seco (dry soil), suelo húmedo (same soil, only wet) y vegetación verde (green vegetation), según Tucker & Miller (1977)

El procedimiento para evaluar numéricamente el $FRD_{(633)}$, a esta longitud de onda, ahora se ha completado y dependerá de las propiedades ópticas del aerosol bajo estudio.

En el laboratorio, estas propiedades ópticas fueron medidas directamente, o determinadas indirectamente, para aerosol esférico de sulfato de amonio monodispersivo (mismo tamaño) a diferentes *HR*s vía Teoría de Mie (Barber & Hill, 1990; Peñaloza M. & Colbeck, 1996b; Peñaloza M., 2000b), con una exactitud razonable de ~ 5% (Baker & Coletti, 1982) (tablas 9 y 10).

Como una primera etapa en los cálculos se consideró una ventaja el hecho de tener primero el forzamiento radiativo de referencia correspondiente a un aerosol ideal de sulfato de amonio definido o

constituido por aquellas partículas esféricas sólidas y cristalinas, o por gotas hipotéticas cuyas propiedades ópticas se presentan en la tabla 8 a 656 nm y 600 nm respectivamente. Esto define el caso de modelo base.

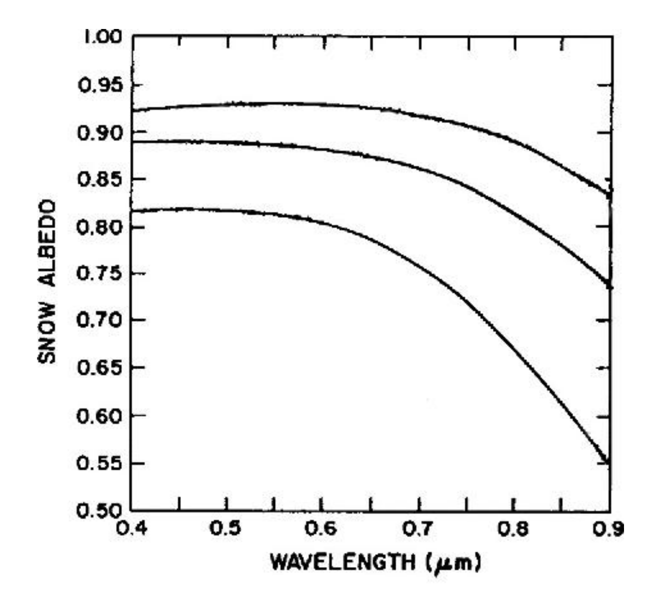


FIGURA 22. Albedo de la nieve (snow albedo) como función de la longitud de onda (wavelength) visible bajo tres condiciones físicas diferentes. En orden de albedo decreciente, las curvas mostradas son para nieve seca (curva superior), nieve húmeda sobre hielo blanco (limpio y puro) (curva intermedia) y nieve vieja derretida (curva inferior) (adaptado de Warren, 1982)

El parámetro β_{bsc}, definido como,

$$\beta_{bsc} \equiv \sigma_{bsc}/\sigma_{sc} = [\,(1/2)\int_{\pi/2}^{\pi} P(\Theta)\sin\Theta d\Theta\,]\,, \tag{68}$$

para $\theta_o = 0$ (Wiscombe & Grams, 1976; Marshall *et al.*, 1995), fue evaluado por medio de la Teoría de Mie. Aquí, $P(\Theta)$ es la función de fase de la dispersión angular y Θ es el ángulo entre la radiación incidente y la radiación dispersada (ángulo de dispersión). Adicionalmente, este parámetro puede ser

aproximadamente estimado por (Wiscombe & Grams, 1976; Chýlek *et al.*, 1995),

$$\beta_{bsc} = (1/2)[1 - (7g/8)] , \quad (69)$$

donde g es el factor de asimetría (Marshall *et al.*, 1995), evaluado mediante la Teoría de Mie (Drake & Gordon, 1985).

TABLA 9. Propiedades ópticas ideales de aerosoles de sulfato de amonio experimentales, como partículas sólidas esféricas (aerosol hipotético cristalino) y gotas en condiciones diferentes de *HR*, densidad de partículas, ρ_p, parámetro de tamaño, α, índice de refracción, m, y diámetro de partículas, D_p (Peñaloza M., 2000b)

Propiedad	Partículas sólidas	Gotas
m	$1.525\text{-}10^{-7}i$ *	$1.3344 - 1.09\text{x}10^{-8}i$ **
α	1.54	2.73
Q_{ext}	0.904219	1.46577
Q_{sc}	0.904218	1.46577
ϖ	0.999	1.00
g	0.4996	0.4996
β_{bsc}	0.37	0.37
ρ_p (gcm^{-3})	1.73	0.996
D_p (μm)	0.322 †	0.521 †
HR(%)	0	89-100

(*) Valor tomado de Toon *et al.* (1976) a λ = 656 nm, la longitud de onda más cercana a 633 nm para sulfato de amonio cristalino encontrado en la literatura.
(**) Por razones técnicas, el valor de m_1 pudo ser medido experimentalmente solo a λ = 600 nm; por lo tanto, el valor de m_2 fue tomado de Hale & Querry (1973) a la misma longitud de onda.
(†) Los valores del diámetro de la partícula sólida y de la gota se asumieron respectivamente como aquellos encontrados experimentalmente para aerosoles de partículas sólidas y gotas reales de sulfato de amonio (ver tabla 10).
Nota: Q_{ext} y Q_{sc} fueron calculados por medio de un código de computación para partículas esféricas y homogéneas, el cual tiene como entrada α, y m (Barber & Hill, 1990).

TABLA 10. Propiedades ópticas de aerosol esférico de sulfato de amonio a $\lambda = 632.8$ nm, bajo luz paralela polarizada, y diferentes condiciones de *HR* promedio, densidad de partícula, ρ_p, parámetro de tamaño, α, índice de refracción, *m*, y diámetro de partícula, D_p (Peñaloza M., 2000b)

Propiedad	Monodispersivo (sólido)	Polidispersivo (gotas)
α (= $\pi D_p/\lambda$)	1.59	2.59
Q_{ext}	0.36903	0.30503
Q_{sc}	0.36189	0.25348
ϖ (= Q_{sc}/Q_{ext})	0.981	0.829
m (= $m_1 - m_2 i$)	1.325-0.0014i	1.3- 0.0054i
g	0.4996	0.4996
β_{bsc} [ver ec.(69)]	0.37	0.37
ρ_p (gcm^{-3})	1.30	1.18
D_p (μm)	0.322	0.521
HR(%)	70.00	89.30

Nota: En este caso, los valores de Q_{ext}, Q_{sc} (los cuales son respectivamente los coeficientes de eficiencia de extinción y dispersión de Mie), ϖ y D_p, fueron inferidos de los experimentos. Los valores de *HR* son experimentales (Peñaloza M., 2000b). El valor de ρ_p fue obtenido vía método de parametrización (Peñaloza M., 2000b). Los valores de *m* fueron estimados por una aplicación inversa de un código de computación dado por Barber & Hill (1990) para un aerosol esférico y homogéneo.

4.2 Los aerosoles de sulfato de amonio como componente atmosférico

Tan temprano como en los años 50 y en las décadas siguientes del siglo pasado se reconoció que el sulfato de amonio es un importante constituyente de los aerosoles atmosféricos continentales y que cumple un papel significativo en la cuestión de la visibilidad (Junge, 1954; van de Heuvel & Junge, 1963; Egglenton & Atkins, 1969; Garland, 1969; Heard & Wiffen, 1969). Considerando el trabajo pionero de Junge (1954), este autor, junto con otro colega (van de Heuvel & Junge, 1963), estudiaron el mecanismo por medio del cual la formación de sulfato de amonio ocurre en gotas de agua expuestas a SO_2 gaseoso atmosférico y amonio. Posteriormente, Egglenton & Atkins (1969) encontraron una estrecha correlación inversa entre la visibilidad y el contenido de sulfato de amonio de la atmósfera. Heard & Wiffen (1969), por identificación de microscopía electrónica, mostraron que en varias ocasiones, muchas de las partículas en condiciones brumosas eran de sulfato de amonio puro (e.g. figura 14). Este hecho compelió a Garland (1969) a llevar a cabo una investigación teórica para entender el efecto de partículas hechas de esta especie química sobre la visibilidad tomando en cuenta el efecto de la variación de la humedad sobre el tamaño de la partícula. Los resultados obtenidos en experimentos de campo indicaron cuál proporción de la reducción de visibilidad fue atribuida al sulfato de amonio presente y si otras especies de aerosol fueron importantes en este respecto.

En vista de estos resultados, Neumann (1973) y Volz (1973) se interesaron en el estudio de la absorción de radiación por gotas formadas por ácido sulfúrico acuoso y por partículas de sulfato de amonio y en la determinación de las constantes ópticas en el IR de este sulfato respectivamente. Neumann (1973) concluyó en aquel tiempo que dichas gotas absorben radiación solar en el cercano IR, que las partículas de sulfato de amonio no absorben radiación solar y que ambas dispersan dicha

radiación. Estos resultados llegaron a ser relevantes para la absorción de esta radiación por estas gotas o por estas partículas en la baja estratosfera, así como también para la absorción similar en la baja troposfera de áreas industrialmente contaminadas. En un trabajo complementario, Toon *et al.* (1976) determinaron información adicional sobre las constantes ópticas de este amonio y otras sustancias de interés atmosférico, y Tu & Kanapilly (1978) generaron y caracterizaron en el laboratorio partículas submicrométricas de este, respectivamente, para subsiguientes estudios.

En tiempos más recientes, Peñaloza M. & Colbeck (1996b) hicieron una evaluación teórica de las propiedades radiativas a 632 nm de esta sustancia. Más crucialmente fueron Grant *et al.* (1999), quienes espectralmente pudieron modelar estas constantes ópticas (coeficiente de extinción, albedo de simple dispersión y factor de asimetría), parametrizadas por la *HR*, para 12 bandas espectrales desde 0.1754 μm a 3.8461 μm. Ajustando la data manejada en ese trabajo, estos autores fueron capaces de encontrar a un expresión empírica simple que da estas constantes ópticas como función de cinco constantes matemáticas. Los valores de estas últimas están publicados en la tabla 5 (a, b y c) de su artículo (en particular en el apéndice A). La expresión aludida para aerosol de sulfato de amonio, es

$$y = 1 + C_1\{\exp[C_2(HR)^{C_3} - 1\} + C_4\{1 - \exp[-C_5(HR)]\} \ , \quad (70)$$

donde $y \equiv \sigma_e$, ϖ, ó g; note su sencillez y simplicidad.

El sulfato de amonio ha continuado siendo materia de estudios por su importancia como componente influyente en la química y física relativa a los aerosoles atmosféricos (e.g. Kleindienst, *et al.*, 1999; Sewon & Andino, 2000; ten Brink *et al.*, 2000; Prenni *et al.*, 2003; Brooks *et al.*, 2004). Por ejemplo, en tiempos recientes, un estudio por Abatt *et al.* (2005) mostró la habilidad de partículas mezcladas de sulfato de amonio y ácidos orgánicos

para actuar como núcleos de condensación bajo condiciones de laboratorio. Y no hace mucho, ten Brink *et al.* (2007) publicaron un trabajo en el cual estos autores desarrollaron un instrumento para un monitoreo semicontinuo de la distribución del tamaño del amonio, del sulfato y otras especies químicas en los aerosoles atmosféricos; Curtis *et al.* (2007), usando aerosol de sulfato de amonio, calibraron y probaron un aparato diseñado para medir la función de fase (dispersiva) y polarización lineal de partículas de cuarzo irregular, etc.

4.3 Resultados

La figura 23 muestra nuestros resultados para una capa hipotética de partículas formada por aerosol esférico y cristalino de sulfato de amonio, a $\lambda \cong 633$ nm, para seis superficies diferentes, incluyendo tres tipos de nieve y vegetación verde. En este caso, el aerosol tiene $\varpi = 0.999$, $\beta_{bsc} = 0.37$, y $m = 1.525 - 10^{-7}i$.

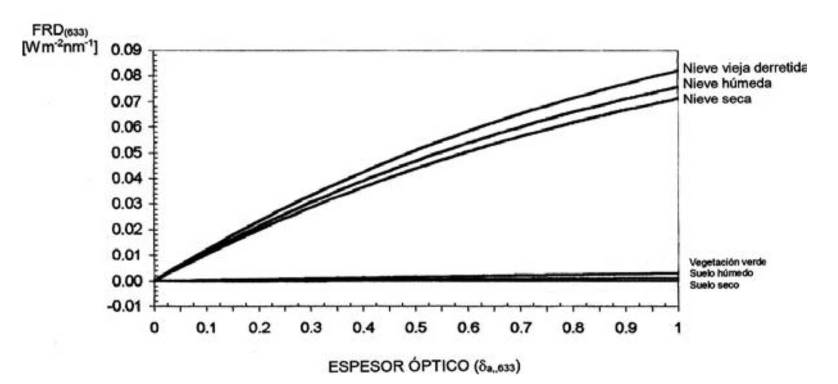


FIGURA 23. Forzamiento radiativo directo monocromático [FRD $(Wm^{-2}nm^{-1})$] producido por una capa hipotética de partículas sólida, cristalinas y esféricas de sulfato de amonio como función del espesor óptico, a $\lambda \cong 633$ nm, sobre las seis superficies indicadas en la figura. Para este caso se han tomado $\varpi = 0.999$, $\beta_{bsc} = 0.37$ y $m = 1.525 - 10^{-7}i$

La figura 24 muestra los resultados para las mismas superficies, pero para una columna o celda experimental de aerosoles artificiales de sulfato de amonio generados en el laboratorio, con $\varpi = 0.981$, $\beta_{bsc} = 0.37$, y $m = 1.325 - 1.4x10^{-3}i$. La data óptica, a $\lambda = 633$ nm, fue obtenida a partir de información experimentalmente producida por aplicación del método del transmisómetro de celda concebido alternativamente por Peñaloza M. (2000b).

La figura 25 muestra nuestros resultados para una capa hipotética de gotas de sulfato de amonio, a $\lambda = 600$ nm sobre las seis superficies indicadas allí. En este caso, $\varpi = 1$, $\beta_{bsc} = 0.37$, y $m = 1.3344 - 1.09x10^{-8}i$. Finalmente, la figura 26 muestra nuestros resultados para una capa hipotética de gotas de sulfato de amonio, a $\lambda \cong 633$ nm sobre las seis superficies señaladas. En este caso, el aerosol tiene $\varpi = 0.829$, $\beta_{bsc} = 0.37$, y $m = 1.15 - 5.4x10^{-3}i$. Convenientemente, resultados análogos pueden ser generados para otros valores de R_S, si pueden ser encontrados para otras superficies, a la longitud de onda involucrada en esta simulación (633 nm).

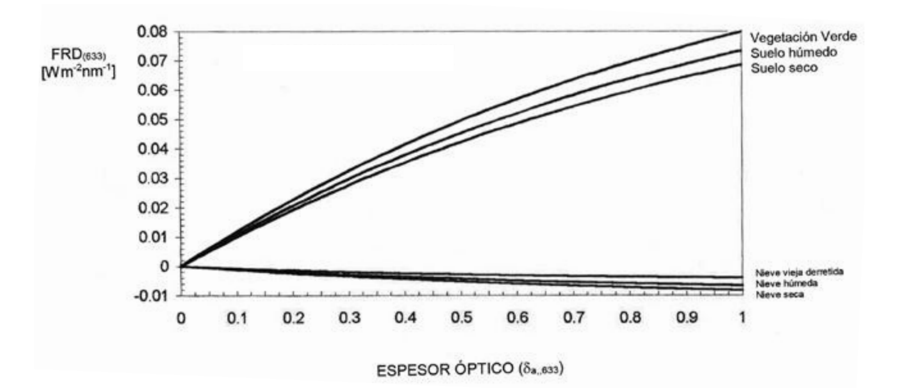


FIGURA 24. Forzamiento radiativo directo monocromático [FRD ($Wm^{-2}nm^{-1}$)] producido por una columna o celda experimental de partículas sólida y esféricas de sulfato de amonio, generadas en el laboratorio, como función del espesor óptico, a $\lambda \cong 633$ nm y 70% *HR*, sobre las seis superficies indicadas en la figura. Para este caso se han tomado $\varpi = 0.981$, $\beta_{bsc} = 0.37$ y $m = 1.325\text{-}1.4x10^{-3}i$

Explorando más allá, gráficos adicionales pueden ser generados variando también el parámetro A_C, el cual, bajo este esquema, es independiente de la longitud de onda. Se debería advertir, además, que las figuras 23-26, las cuales muestran el FRD monocromático como función de la opacidad óptica (monocromática también), se deben entender como ilustrativas de la dependencia de este forzamiento para diferentes valores de los parámetros implicados, y no para dar a entender que las propiedades de este aerosol pueden ser representadas por las correspondientes a una simple profundidad óptica.

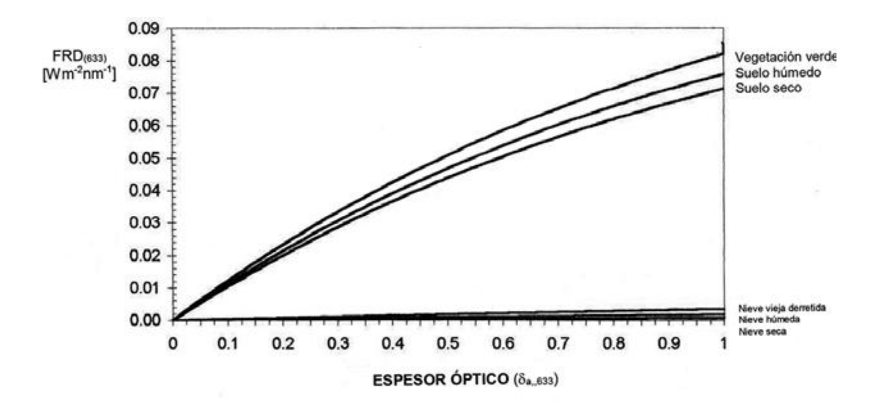


FIGURA 25. Forzamiento radiativo directo monocromático [FRD (Wm^{-2}nm^{-1})] producido por una capa hipotética de gotas de sulfato de amonio como función del espesor óptico, a $\lambda \cong 633$ nm, sobre las seis superficies diferentes indicadas en la figura. Para este caso se han tomado $\varpi = 1$, $\beta_{bsc} = 0.37$ y $m = 1.3344 - 1.09\text{x}10^{-8}i$

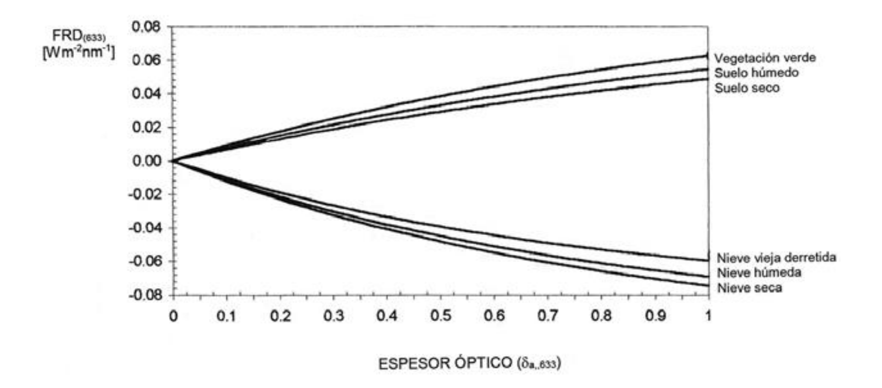


FIGURA 26. Forzamiento radiativo directo monocromático [FRD ($Wm^{-2}nm^{-1}$)] producido por una columna o celda experimental de gotas de sulfato de amonio como función del espesor óptico, a $\lambda \cong 633$ nm, sobre las seis superficies diferentes indicadas en la figura. Para este caso se han tomado $\varpi = 0.829$, $\beta_{bsc} = 0.37$ y $m = 1.35 - 5.4x10^{-3}i$

4.4 Análisis y discusión

El primero y más simple aspecto a destacar en los resultados anteriores es que todas las curvas, tal como se espera, parten de cero para $\delta_a = 0$. Los resultados muestran clara y rápidamente que el $FRD_{(633)}$ depende significativamente del albedo superficial. Luego este parámetro cumple un papel crucial en la transferencia radiativa atmosférica frente a la composición del medio (gases y/o aerosol). Se nota en los resultados que el $FRD_{(633)}$ para albedos superficiales correspondientes a los ejemplos de vegetación y suelo siempre es positivo, al menos para el intervalo $0.829 \leq \varpi \leq 1$.

Para superficies de nieve, por el contrario, el $FRD_{(633)}$ tiende a ser negativo, excepto para $\varpi = 1$, en cuyo caso siempre es positivo pero muy próximo a cero (fig. 25); eso significa que para este caso, la perturbación radiativa causada por el aerosol es prácticamente despreciable. Se observa también que el valor de esta perturbación, para cada uno de los dos grupos

de superficies consideradas, es aproximadamente el mismo cuando $0 < \delta_a <$ 0.2. Para superficies de nieve y para $0.981 \leq \varpi \leq 1$, el valor del $FRD_{(633)}$ con la profundidad óptica es esencialmente constante negativo y cercano a cero (fig. 24). Sin embargo, para $\varpi = 0.829$, este valor comienza a variar. Eso se puede explicar sobre la base de que un alto albedo de simple dispersión del aerosol, en combinación con un alto albedo superficial, protege al sistema de cualquier apreciable perturbación. Pero cuando el albedo de simple dispersión comienza a decrecer sobre superficies de nieve, la perturbación negativa resultante parece ser más significativa. De esta manera, el efecto de la variación del albedo de simple dispersión, para un mismo tipo de superficie de nieve, se puede apreciar.

Un interesante resultado, también obtenido en otros estudios relativamente recientes (Haywood & Shine, 1997; Boucher *et al,* 1998), pero observado en un trabajo muy anterior (Herman & Browning, 1975), es el de un forzamiento positivo del aerosol para partículas altamente dispersantes bajo un valor cero del ángulo cenital solar. Tres posibles mecanismos han sido identificados por Haywood & Shine (1997) para explicar dicho resultado. El más probable es que cuando el Sol está en el cenit, la irradiancia solar descendente, reflejada hacia arriba, es proporcional a la profundidad óptica, pero la irradiancia ascendente, reflejada hacia atrás, hacia la superficie, es proporcional a la profundidad óptica multiplicada por el camino libre medio del fotón a través de la capa de aerosol. Como señalaron Boucher *et al.* (1998), las condiciones en que la reflactancia superficial es alta y el ángulo cenital solar es pequeño, se presentan sobre proporciones relativamente pequeñas de la superficie de la Tierra, reduciendo así relativamente al mínimo la importancia de este fenómeno para estimados reales del forzamiento global del aerosol. Sin embargo, en este caso, los resultados tienen solo la intención de ser ilustrativos.

El análisis de superficies libres de nieve indica que, recordando que estas tienen bajos albedos, que el efecto de disminuir el albedo de simple dispersión del aerosol es el de producir una reducción de la perturbación radiativa causada por la presencia del aerosol.

Una comparación de los presentes resultados, derivados en parte de experimentos de laboratorio en lo que se refiere a las propiedades ópticas y en parte a data observacional en lo que se refiere a los albedos superficiales, con aquellos forzamiento estimados por otros autores no es tan directa y simple. En este estudio, una longitud de onda específica ha sido usada; por consiguiente, valores particulares, a esta longitud de onda, de las propiedades ópticas, de la transmisión atmosférica y del albedo superficial, han sido usados. No obstante, los resultados parecen ser razonables, puesto que se da por entendido que estos son justamente una contribución parcial al forzamiento del forzamiento total producido en el espectro solar completo. De hecho, otros estudios, como el de Curtis *et al.* (2008) han proporcionado, a través de investigación de laboratorio, información sobre la dispersión de luz de componentes representativos de aerosol de polvo mineral pero a una longitud de onda diferente de 550 nm.

Chýlek & Coakley (1974), usando un modelo más elaborado, determinaron los efectos de los aerosoles atmosféricos en el calentamiento radiativo del sistema atmósfera-superficie resolviendo analíticamente la ETR y aplicando el método de la Aproximación del Flujo Doble. Estos autores encontraron que el signo del calentamiento es independiente del espesor óptico de la capa de aerosol, y que la cantidad de este calentamiento se aproxima a un límite finito con el aumento de la opacidad de la capa. Este es básicamente el mismo resultado obtenido en los cálculos presentados en el capítulo precedente.

Los resultados gráficos de Chýlek & Coakley (1974), presentados aquí en la figura 27, pueden ser usados solo para hacer comparaciones cualitativas.

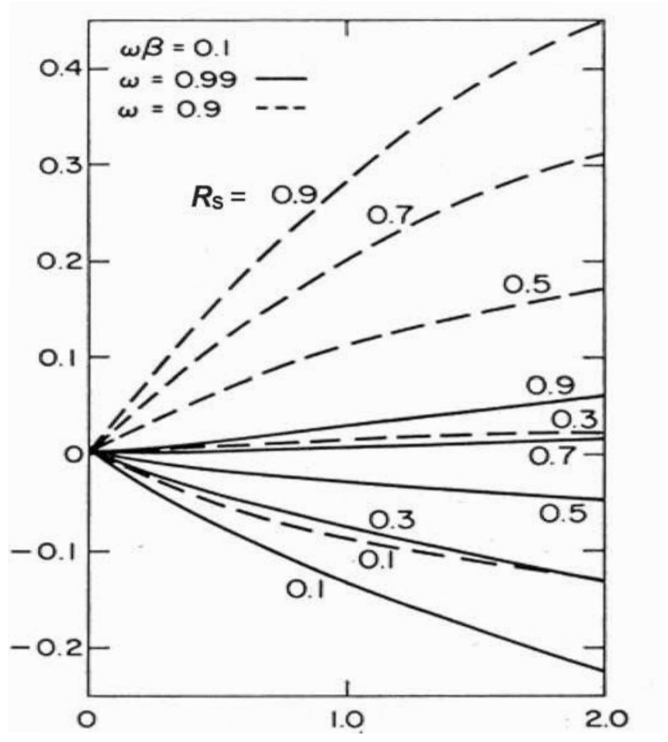


FIGURA 27. Forzamiento radiativo directo como función de δ_a calculado con el modelo de la Aproximación de Flujo Doble por Chýlek & Coakley (1974), para diferentes valores de R_S. Las curvas sólidas son para $\varpi = 0.99$ y las curvas a trazos son para $\varpi = 0.9$. Ambos tipos de curvas representan el forzamiento debido a un aerosol que retrodispersa una fracción de radiación dada por $\varpi\beta_{bsc} = 0.1$, en cada una

Según los resultados de esta simulación presentados en las figuras 23 y 26, junto con la figura 27 [adaptada de Chýlek & Coakley (1974)], la perturbación radiativa del sistema atmósfera-superficie va con el aumento del espesor óptico δ_a de la capa de aerosol en ambos modelos. La tasa o

cambio del forzamiento con esta profundidad, aplicando ambos métodos, es más grande para pequeños valores del espesor óptico, en cuyos casos la perturbación crece aproximadamente en forma lineal con ese espesor. Con subsiguientes aumentos del espesor óptico, las curvas se nivelan y finalmente se aproximan a un límite finito.

Este comportamiento se puede entender a partir de las ecs. (64)-(65). Dado que el espesor óptico de una capa de aerosol entra solamente en el argumento de la exponencial, puesto que el límite de $\exp(-\delta_a) = 0$ cuando $\delta_a \rightarrow \infty$, se sigue de estas ecuaciones que la cantidad del forzamiento en el sistema atmósfera-superficie tiene que aproximarse a un límite definido, con un aumento del espesor de la capa. En particular, estos límites son: $\varpi\beta_{bsc}$ para el parámetro R_a y $\varpi(1 - \beta_{bsc})$ para T_a.

El efecto sobre el $FRD_{(633)}$ debido al estado físico del aerosol o partícula es hasta cierto punto apreciable aquí. Este depende de si el aerosol está en estado cristalino (sólido) o acuoso (gotas), pero eso, aparentemente, depende a su vez del albedo superficial. Para superficies con albedos muy altos como las de nieve, las partículas cristalinas tienden a producir $FRD_{(633)}$ negativos en comparación con las acuosas, que tienden a hacerlo positivamente, pero ambas tendencias son cercanas a cero (ver Figs. 23 y 24); no obstante, estas tendencias de signo no surgen con las otras tres superficies que tienen albedos mucho menores. El estado sólido o acuoso, prácticamente no afecta el signo ni la magnitud del forzamiento para estos casos. Presumiblemente, una mezcla externa de ambos tipos de partículas podría cancelar efectos opuestos sobre el $FRD_{(633)}$ si se ubica sobre superficies blanquecinas. En general, las partículas higroscópicas cambian sus propiedades ópticas en la medida en que incorporan humedad a su constitución interna. Por lo tanto, la determinación del FRD de una mezcla interna de aerosoles, con diferentes estados de humedad (curva de histéresis), es más complejo.

Al respecto vale la pena destacar que el efecto de partículas troposféricas constituidas internamente por sulfato-nitrato de amonio, con una parte acuosa y otra cristalina, sobre el FRD global, fue estudiado y determinado no hace mucho por Martin *et al.* (2004) usando un procedimiento complicado, pero más completo, en el cual, un modelo tridimensional de transporte de estas especies químicas a escala global, y un modelo termodinámico para la curva de histéresis para la fase (estado físico) del aerosol, fueron usados para diferentes proporciones tanto de nitrato como sulfato. Y más recientemente, considerando que los parámetros ópticos tienen, como se ha mostrado en este trabajo, incidencia sobre la reflectancia o albedo de una capa de aerosol y, en consecuencia, sobre el FRD, Worringen *et al.* (2008) calcularon dichos parámetros para partículas individuales formadas por una mezcla de sulfato de amonio y hollín usando un método de la aproximación de dipolo-discreto con diferentes modelos de geometrías. Encontraron que el conocimiento del estado de mezcla y la aproximación para una adecuada geometría redujeron los errores de las propiedades ópticas de un ±50% a un ±10%. Además, estimaron la influencia del contenido y el estado de mezcla sobre estas propiedades del aerosol total. Para la población total del aerosol se halló que la distribución del tamaño y el contenido absoluto de hollín ejercieron la influencia más grande, pero que la geometría exacta de las partículas formadas (mezcladas) internamente podría ser despreciada.

4.5 Conclusiones y comentarios finales

El problema del calentamiento-enfriamiento, principalmente por procesos radiativos del aire en los que intervienen aerosoles atmosféricos, ha recibido en la primera parte de este trabajo una detallada y extensa revisión crítica con el propósito de ser ofrecida al lector como una introducción tutorial a este tema dentro de un contexto teórico e histórico. En este sentido, la tabla 4, junto con la bibliografía presentada, revela el apreciable desarrollo

y crecimiento que ha tenido el estudio de los aerosoles atmosféricos y su influencia en las anomalías climáticas a partir de la segunda mitad del siglo 20, y que ha continuado hasta la fecha. Traducido en modelos o relaciones simples, este desarrollo no es más que la historia transcurrida desde la publicación de la ec. (1) hasta la publicación de la ec. (70), o sea, a partir de la publicación del trabajo pionero de Charlson & Pilat de 1969 en adelante. De todas ellas, las relaciones más emblemáticas revisadas en este trabajo resultan ser aquellas que tratan de proporcionar un criterio simple para establecer de alguna manera el hecho de un posible efecto de calentamiento o enfriamiento del ambiente atmosférico, o ninguno de los dos, producto de la presencia de un aerosol extra en el aire. Estas relaciones son las ecs. (13), (23), (25)-(26), (29), (37)-(41), (43), (45)-(46), (52), (55)-(61) y (63), las cuales establecen un orden de referencia cronológico y de complejidad que muestra al lector, pedagógica y didácticamente, cómo se ha venido desarrollando la investigación durante tan solo tres décadas en el área de modelos simples y su aplicación a los aerosoles atmosféricos y su influencia en dicho efecto. Casi todas estas relaciones tienen su origen, se basan, o tienen que ver, con la ec. (2) y la ec. (4), siendo la segunda, tal como establece Twomey (1991) en su introducción, la ecuación climática más simple que da, sorpresivamente, una cantidad de información significativa si es refinada y/o manipulada apropiadamente (es la base de la definición de lo que se conoce como el FRD). Un ejemplo de esto último fue la aplicación de esta ecuación para reproducir e interpretar los resultados emblemáticos encontrados por Bolin & Charlson (1976) para los aerosoles de sulfatos troposféricos (subsección 2.2.).

En conexión con lo anterior, la ec. (52) debida a Charlson *et al.* (1991), artículo citado para agosto de 2014, unas 787 veces según la tabla 4 [en tercer lugar detrás de Charlson *et al.* (1992) y Budyko (1969b)], ha merecido una especial atención, por lo que se ha estimado conveniente, dentro del contexto instruccional y tutorial de este trabajo, dar una derivación detallada

de ella como un modelo de caja de referencia usado extensamente por su simplicidad en diversas investigaciones relacionadas. En esa derivación se mostró cómo dicho modelo depende linealmente de la profundidad óptica, pero no del albedo de simple dispersión. En contraste, el modelo de caja usado aquí, no solo ha tomado en cuenta este parámetro, sino también la así llamada fracción de retrodispersión.

El papel de los aerosoles de sulfato, tanto naturales como antropogénicos, en los procesos de dispersión de luz solar y enfriamiento, ha sido destacado en varios aspectos. Se ha destacado en particular su papel en las anomalías climáticas producidas en la estratosfera por la actividad volcánica fuerte; se ha puesto de relieve su papel en el enfriamiento de la troposfera y el cambio de visibilidad en ella por la actividad humana; especialmente se ha invocado a los aerosoles de sulfato de amonio como unas de las principales partículas que caracterizan las atmósferas urbanas, industriales y de fondo continental; se ha revisado su competencia en la cancelación parcial del efecto contrario de calentamiento por acción de los gases de invernadero; y se ha destacado su relevancia en un posible uso por parte de la ingeniería ambiental climática para combatir el calentamiento global (aunque contraindicado en la troposfera por propiciar potencialmente la aparición, otra vez, del efecto adverso de la lluvia ácida).

La parte final de esta obra presenta una simulación teórico-experimental del FRD producido por un supuesto incremento del albedo planetario atribuido a una alteración en el aerosol atmosférico. El aerosol fue simulado con aerosoles esféricos y monodispersivos de sulfato de amonio generados experimentales en el laboratorio, cuyas propiedades ópticas fueron medidas usando un transmisómetro de celda y un nefelómetro integrador de celda recíproco, en cuyo proceso fue usado un haz monocromático de luz láser como fuente de luz, a 633 nm, siguiendo el método alterno propuesto por Peñaloza M. (2000b). Esta simulación incluyó además un aerosol hipotético

hecho respectivamente de partículas cristalinas, esféricas y monodispersivas, y de gotas del mismo sulfato, cuyas propiedades ópticas fueron calculadas con un código computacional de la Teoría de Mie, a 656 nm y 600 nm.

Específicamente, el hecho de que en esta simulación, el signo del $FRD_{(633)}$ dependa del albedo superficial pero no de la profundidad óptica de la capa de aerosol, y que la cantidad de calentamiento se aproxime a un límite, no son resultados nuevos; estos aspectos matemáticos del modelo ya fueron encontrados por Chýlek & Coakley (1974). Sin embargo, como ejercicio, nuestro simple procedimiento sirve en esencia para ilustrar e indicar meramente la manera de determinar estas dependencias. Aunque en el laboratorio se ha restringido el trabajo a una sola longitud de onda, la cual no es especialmente útil cuando se trata de cualquier propósito cuantitativo, este acercamiento analítico-experimental monocromático es importante, puesto que cualquier comparación con otros aerosoles de diferente forma [e.g. cilíndricos (ver Peñaloza & Colbeck, 1996b; Peñaloza-Murillo, 2011)] debe ser hecha sobre la base de las mismas condiciones y circunstancias. En otras palabras, para saber cómo responde el FRD a un cambio de forma del aerosol, habría que dejar convenientemente fijo los otros parámetros y variables, incluyendo la longitud de onda. En esta dirección, el aporte dado por esta simulación representa una base de datos teórico-experimental que considera aerosoles esféricos y monodispersivos, altamente dispersivos, com

Hasta cierto punto es claro que el argumento según el cual los resultados presentados aquí son casi equivalentes a aquellos obtenidos por aplicación del método de la aproximación del flujo doble, basado en la comparación cualitativa hecha con los resultados de Chýlek & Coakley (1974), no es lo suficientemente rigurosa como para sacar conclusiones sobre una base competitiva de investigación. Aun así, teniendo en mente que esta parte del trabajo es solamente una muestra pedagógica de cómo uno puede entender

la influencia del FRD de los aerosoles sobre el sistema atmósfera-superficie, se puede razonablemente concluir: (1) La introducción de una capa atmosférica compuesta de un aerosol altamente no-absorbente o altamente dispersivo, como aquellos esféricos constituidos por sulfato de amonio, no necesariamente significa un enfriamiento del sistema atmósfera-superficie; (2) El signo del forzamiento es independiente del espesor óptico de la capa de aerosol; (3) La cantidad del forzamiento se aproxima a un límite definido con el aumento del espesor óptico de la capa (efecto de saturación); (4) El uso de un modelo sencillo de caja, como el descrito en el capítulo 4, genera aproximadamente los mismos resultados que aquellos obtenidos aplicando un método más complejo como el de la aproximación del flujo doble; (5) El parámetro de retrodispersión β_{bsc} es el mismo para los diferentes versiones de aerosol de sulfato de amonio usados en esta investigación; (6) El uso de análisis de laboratorio es importante como parte en la determinación del forzamiento climático ejercido por los aerosoles atmosféricos (Prather *et al.*, 2008).

Cómo un cambio en la forma del aerosol podría influir en el FRD es un planteamiento muy interesante como problema de investigación experimental. Solo desde un punto de vista computacional (experimento numérico), este aspecto ha sido examinado por von Hoyningen-Huene & Pose (1997)[17]. Por eso este trabajo marca la pauta y deja abierta la posibilidad de continuar con una línea de investigación experimental sobre esta materia en cuanto a la no-esfericidad de los aerosoles sobre el FRD se refiere.

[17] Otros investigadores se han dedicado a considerar la posibilidad de observar la influencia de lo no-esfericidad de las partículas muestreadas sobre las mediciones del cociente extinción÷retrodispersión (Rosen *et al.*, 1997b), o sobre el cálculo de las propiedades ópticas de partículas internamente mezcladas con sulfato de amonio y hollín (Worringen *et al.*, 2008), pero no sobre el FRD, como hacen von Hoyningen-Huene & Pose (1997).

Con este trabajo de índole documental o de revisión bibliográfica y teórico-experimental, creemos que hemos examinado y contextualizado el tema de los aerosoles atmosféricos y las perturbaciones climáticas que estos producen lo más completamente que nos ha sido posible en función del fin perseguido y descrito al principio del ante-penúltimo párrafo de la Introducción. A tal fin hemos expuesto, interpretado, ordenado y sistematizado las ideas, concepciones, hechos, datos, etc., extraídos con enfoque, método y criterio personal de tal revisión y de la teoría y los experimentos. Aparte de las referencias históricas, clásicas y pioneras, el resto de la información recabada es contemporánea y el trabajo ha tratado de sintetizar todos estos conocimientos sobre el tema, algunos de los cuales se encuentran en forma dispersa o confusa en algunas fuentes consultadas, aportándose conclusiones críticas subsecuentes.

Para concluir, nos referiremos al epígrafe que encabeza al capítulo 2 atribuido a von Neumann, según el cual, "*las ciencias no tratan de explicar los fenómenos, ni tan siquiera tratan de interpretarlos, sino que fundamentalmente construyen modelos. Por modelo se entiende cualquier construcción matemática que, unida a ciertas interpretaciones de naturaleza verbal, sirve para describir los fenómenos observados. La justificación de tales construcciones matemáticas reside única y exclusivamente en la esperanza de que funcionen*". A esto tendríamos que agregar que su funcionamiento debe obedecer a buenos y sanos criterios de validez y realidad, siguiendo la opinión de Essex (1986, 1991), Essex & McKitrick (2007) y de Essex *et al.* (2007)[18]. A la luz de esta declaración, la pregunta

[18] Essex y colaboradores ponen en duda y cuestionan el uso generalizado del concepto de temperatura global como un indicador estadístico (promedio) de "cambio climático" y calentamiento global (Essex *et al.*, 2007). Demuestran que este parámetro no tiene sentido real ni describe nada físico. Por consiguiente, aquellos modelos que usan esta variable como señal o advertencia de recalentamiento global, no son válidos ni pronostican nada correcto (Essex & McKitrick, 2007). Además de lo anterior, Gerlich & Tscheuschner

sobre hasta dónde los modelos presentados en este estudio funcionan, han funcionado o son válidos, demanda un mayor espacio de discusión, análisis y debate que no está disponible en el presente libro, pero que podría convertirse oportuna y apropiadamente en otro trabajo de revisión.

Aquí, paralelamente, es oportuno referir el trabajo de Koutsoyiannis *et al.* (2008). Estos autores, comparando la salida de varios modelos climáticos con observaciones de temperatura y precipitación de ocho estaciones con registros (con data de más de 100 años) alrededor del Globo, mostraron que tales modelos son pobremente creíbles aun a una escala temporal de 30 años. Concluyeron que las proyecciones modeladas no son creíbles mientras que el argumento común, según el cual los modelos funcionan mejor a escalas espaciales más grandes, no puede ser apoyado. Aún así, una opinión diferente y opuesta es sostenida por Knutti (2012).

Pero en pro de fomentar una posible respuesta dentro del marco esquemático que describe los pasos a seguir en un estudio completo sobre la influencia de los aerosoles atmosféricos (ver figura 1), en el apéndice 1 se describe a continuación una propuesta de proyecto de investigación para estudiar la caracterización de los aerosoles atmosféricos de fondo en Venezuela y su influencia en la calidad de aire, balance de energía y el clima regional, con miras a que sea parte de un experimento de cerradura nacional bajo el marco esquemático aludido, que contribuya a las futuras comunicaciones oficiales nacionales sobre "cambio climático".

(2007, 2009) intentan demostrar que el efecto de invernadero atmosférico, tal cual como se le entiende hoy día, es físicamente falso; esto ha sido criticado por Halpern *et al*. (2010) cuya respuesta o réplica no se hizo esperar por parte de Gerlich & Tscheuschner (2010).

INTERMEDIO E

UNA VISIÓN ESCÉPTICA DEL “CAMBIO CLIMÁTICO”

La idea de que el presunto recalentamiento global atmosférico y el “cambio climático” son fenómenos totalmente nuevos producto del desarrollo y progreso de la humanidad, es una idea errada. Lo que sí es nuevo es la aparición en la atmósfera del CO_2 de origen artificial, que se ha introducido en ella desde el inicio de la revolución industrial en el siglo 19, y que frente a fuentes naturales de ese gas “invernadero”, solo representa apenas una bajísima fracción (menos del 1%) del que sale hacia al aire desde el manto terrestre y por vía de otros procesos biosféricos.

No hace mucho, en la sección “Lectores” de *El Nacional* de Caracas (Venezuela) aparecieron opiniones radicalmente opuestas o antagónicas sobre el problema del CO_2 y el calentamiento global. En uno, del 9 de junio de 2008 firmado por C.G. León, se planteaba eliminar el CO_2 del ambiente para suprimir dicho recalentamiento; y en el otro, del 18 del mismo mes y año firmado por C. Balladares, se planteaba, como respuesta, lo contrario: que “el CO_2 no causa el calentamiento global” (cf. *El Gran Fraude del Calentamiento Global*, disponible en YouTube). A otro nivel, un escenario parecido se ha presentado entre Al Gore, con su alarmante película y su sesgado libro *Una verdad incómoda* (2007) (por esa razón, Premio Nóbel de la Paz) y Bjorn Lomborg, autor de *El ecologista escéptico* (2008).

Esta visión dialéctica del problema, en el que la tesis y la antítesis se contrastan, nos deben llevar a la verdad. Y, ¿cuál es? La respuesta es interpretar el asunto en un contexto científico más amplio para entender por qué el CO_2 artificial no sería el causante principal de los grandes cambios globales que creemos estar observando, sino presuntamente el Sol (y otros fenómenos naturales como El Niño y La Niña, etc.). En otras palabras, nos estamos recalentando porque el Sol también lo está siendo (variación de la "constante" solar) debido a su actividad natural. Y es que el Sol es el principal protagonista, directo o indirecto, de todos los "cambios climáticos" que se han originado en la Tierra a lo largo de toda su historia geológica.

La anterior opinión pertenece a un grupo de investigadores de origen ruso, liderado por el académico O.G. Sorokhtin, quienes apoyan sus argumentos en un modelo más realista, de tipo termodinámico-adiabático, de calentamiento-enfriamiento por convección de la troposfera que demuestra lo insignificante de la variación de la temperatura terrestre si se doblara la concentración actual de CO_2. Esto contrasta notoriamente con el otro esquema (de tipo radiativo), más sensible a la mencionada concentración, y sobre el cual se basa el Protocolo de Kyoto, propuesto por el sueco Svante Arrhenius en 1896 (y desarrollado como la teoría del mal llamado "efecto invernadero", el cual sobreestima el aumento de temperatura (ver nota 1 para referencias).

Entonces, si el CO_2 artificial no es la causa del recalentamiento global observado, ¿cuál es? S. Baliunas, W. Soon y demás colaboradores, apoyados en el trabajo de E. Friis-Christensen & K. Lassen de 1991, sostienen que la razón es una conexión natural Sol-clima. El grupo de Sorokhtin afirma, con base en esto último, que la cosa es al revés. El origen del aumento del CO_2 atmosférico es la variabilidad solar, vía disminución de la solubilidad del océano (Ley de Henry) debido a su

aumento de temperatura por incremento de la radiación solar; así, el efecto pasa a ser la causa y viceversa. Este grupo se atreve incluso a probar que un excedente de CO_2 debe causar un enfriamiento de la troposfera, lo cual revive la controversial investigación de los 80 de Sherwood Idso que mostró lo mismo, y también la reinterpretación de H. Ellsaesser en 1984 y actualizada años después por este mismo autor en 1990.

Visto lo anterior, los humanos no seríamos tan culpables del recalentamiento global, el Protocolo de Kyoto (1997, 2005) no tendría tanto sentido (amén de que el "cambio climático" podría ser abrupto y no gradual, por lo que este no serviría para nada) y los EE.UU. no tenían por qué firmarlo hasta que estuvieran seguros y convencidos; ahí podrían estar las razones de por qué nunca lo hicieron. Y China tampoco lo ha hecho, como se vio en aquella conferencia de las partes del Protocolo de Kyoto en Copenhagen en diciembre de 2009.

El 11 de julio de 2002, James L. Connaughton, asesor presidencial y jefe del Consejo de la Casa Blanca para la Calidad Ambiental, solicitó al senado norteamericano no firmar dicho protocolo. Y desde su implementación en 2005, este protocolo ha costado 10 millardos de USD mensuales. Este planteamiento científico alternativo es crucial. Aunque es el principal contaminador del planeta, EE.UU. sería, en principio, eximido de ser el causante del problema (http://www.oism.org/pproject/), al igual que a los países productores de petróleo, como el nuestro, porque en todo caso, como dijo L.C. Gerhard en 2004, "el clima cambiará o para más frío o para más caliente con o sin la interferencia humana"; aún así, la pertinencia del Protocolo de Kyoto, aunque cuestionada, o aquel otro protocolo que lo sustituya, es muy importante… por si acaso.

Como resultado de esta última afirmación debida a Gerhard, uno podría pensar que la última parte del Artículo 127 de la Constitución

Nacional de Venezuela de 1999, que se reproduce a continuación, el cual se refiere a la especial obligación del estado venezolano de proteger el clima, pierde su sentido, ya que con los siglos, el clima, no importa lo que haga el Estado, cambiará inexorablemente y esto no lo sabían los constituyentes de 1999 que dieron origen a esta última constitución. De lo contrario, ¿qué quisieron decir ellos en el Artículo 127 cuando se refirieron a proteger el clima? ¿El actual o el del futuro? Creo que allí hay una inexactitud constitucional merecedora de una enmienda aclaratoria.

Artículo 127. Es un derecho y un deber de cada generación proteger y mantener el ambiente en beneficio de sí misma y del mundo futuro. Toda persona tiene derecho individual y colectivamente a disfrutar de una vida y de un ambiente seguro, sano y ecológicamente equilibrado. El Estado protegerá el ambiente, la diversidad biológica, genética, los procesos ecológicos, los parques nacionales y monumentos naturales y demás áreas de especial importancia ecológica. El genoma de los seres vivos no podrá ser patentado y la ley que se refiera a los principios bioéticos regulará la materia. *Es una obligación fundamental del Estado, con la activa participación de la sociedad, garantizar que la población se desenvuelva en un ambiente libre de contaminación, en donde el aire, el agua, los suelos, las costas,* ***el clima,*** *la capa de ozono, las especies vivas,* ***sean especialmente protegidos****, de conformidad con la ley* (cursivas y resaltado nuestro).

APÉNDICE 1

CARACTERIZACIÓN DE PARTÍCULAS ATMOSFÉRICAS DE FONDO EN VENEZUELA Y SU INFLUENCIA EN LA CALIDAD DEL AIRE, EL BALANCE DE ENERGÍA Y CLIMA REGIONAL: PROYECTO DE INVESTIGACIÓN

"Las ciencias ha inmortalizado siempre a los países donde han florecido"

Simón Bolívar

Presentación

Retomando el primer párrafo de la introducción, y sobre todo su sentencia final, hay que hacer notar sin embargo que particularmente en nuestro país, y en esta dirección pero a una escala espacio-temporal mucho menor, ya se han dado algunos esfuerzos exploratorios o precursores para conocer algunas características de partículas atmosféricas pertenecientes solo a la capa de mezcla planetaria (Garratt, 1994) en sitios remotos, urbanos, suburbanos y sus influencias, pero no en la troposfera libre (TL) (cuyos aerosoles son los que tienen que ver con el efecto climático regional). Por ejemplo, Blifford & Gillette (1972) hicieron hace algunas décadas, en 1968 y 1969, mediciones para observar la modificación de la composición química de aerosoles atmosféricos a 300 m de altura, en una masa de aire marino, a sucesivas y diferentes distancias desde el océano hasta 180 km tierra adentro, sobre el Delta del Orinoco; estudiaron además la distribución estadística de su tamaño.

Posteriormente, como parte de un estudio comprensivo de la atmósfera en la sabana venezolana, Sanhueza *et al.* (1987) estudiaron en 1984 y 1985 la concentración y distribución del tamaño de las partículas suspendidas en el aire a 1.5 y 3.9 m de altura, en cinco sitios diferentes de los estados Guárico, Monagas y Bolívar durante los períodos de quema y sin quema. También Sanhueza & Rondón (1988), por esa época y en tales períodos, estudiaron la distribución del tamaño de las partículas constituidas por iones inorgánicos solubles en agua presentes en la atmósfera de la sabana venezolana. Más recientemente, Morales *et al.* (1990) determinaron elementos traza en el mismo tipo de atmósfera durante períodos secos y húmedos, con y sin quema de vegetación. Adicionalmente, en diciembre de 1991, Noguera (1992 a, b) midió en Porlamar, Edo. Nueva Esparta, la radiación solar directa, global, difusa y reflejada, encontrando un aumento del factor de turbidez atmosférico y una reducción de la radiación solar directa atribuida a partículas provenientes de las erupciones del volcán del monte Pinatubo, en Filipinas, en junio del mismo año; y Peñaloza-Murillo (2002b) estudió la influencia de los aerosoles atmosféricos en el brillo y en la respuesta óptica del cielo durante los eclipses solares del 3 de febrero de 1916 y del 26 de febrero de 1998 en el Edo. Falcón (Tucacas y la península de Paraguaná respectivamente). Asimismo, Fernández & Fernández (1999) estudiaron las características de la atmósfera libre sobre la región central venezolana. Otros estudios y trabajos relacionados solo con atmósferas urbanas y suburbanas venezolanas (principalmente de Caracas, Mérida y Maracaibo y sus alrededores), con su calidad de aire y su contaminación, fueron Carpio Castillo (1954), DMSA (1964), Torres Parra (1968), Jelambi (1969), Lulo (1970), Vareschi & Moreno (1973), Lima Hon (1974), Rodríguez T. & Montuega A. (1975), Hocker (1978), CH÷ *et al.* (1979), Sanhueza *et al.* (1979), Escalona & Sanhueza (1981), Araujo Zambrano (1982), Gordon *et al.* (1994a, b), Zambrano Dommargo (1996), Holzinger *et al.* (2001), Maldonado (2001), Contreras (2006), Machado *et al.* (2007), Peñaloza O. (2012).

No obstante lo anterior, la región rural occidental del país no ha sido tan estudiada, o apenas lo ha sido [Morales *et al.* (1995), cuenca del lago de Maracaibo (Morales *et al.*, 1996; Morales *et al.*, 1998)] y que en la TL es la que puede eventualmente recibir la acumulación de contaminantes y aerosoles transportados desde el mar [Caribe y Atlántico (Zuloaga, 1966; Prospero *et al.*, 1981; Gutiérrez, 2006)], el centro y el este, a través de la media y alta troposfera, por el flujo atmosférico que ocurre a esos niveles en el sector (E, NE). Así, por su altura, los Andes venezolanos, por ejemplo, tienen potencialmente la ventaja de poseer sitios remotos o semirremotos apropiados y convenientes desde los cuales se podrían detectar las fuentes de algunos de sus aerosoles que, no siendo de origen local o regional, también pueden estar presentes y constituir su fondo (*background*) típico en la TL y, por ende, tener injerencia en el efecto climático regional. Esta potencial ventaja no solo es exclusiva de nuestros Andes. Una experiencia previa en los Andes bolivianos comprobó que dicha ventaja es apropiada para medir el aerosol de fondo, tal como constataron Adams *et al.* (1977) en un sitio remoto del monte Chacaltaya, a 5220 m sobre el nivel del mar.

Las variables climáticas y meteorológicas, por su importancia en otras actividades, son las que tradicionalmente se han venido midiendo desde hace ya bastante tiempo en diversas partes del país (Cedeño, *et al.*, 2007); estaciones climatológicas y meteorológicas de diversos tipos, y sus respectivos registros, son muy comunes hoy día. Por eso, datos de esta naturaleza que pudieran provenir de estaciones ubicadas en la zona o región, deben ser evaluados primero en función de su calidad y homogeneidad antes de que este proyecto haga uso de la información suministrada por ellas (Quintana-Gómez, 1999). Las otras variables (principalmente ópticas) que con este proyecto se pretenden conocer, son sin embargo más difíciles y complejas de medir, y hasta donde se sabe, no han sido observadas ni estudiadas en ninguna parte del país.

Por eso, un estudio extenso y completo de los aerosoles atmosféricos troposféricos (como estratosféricos) fomenta la cooperación y asistencia inter y multidisciplinaria e interinstitucional.

Fundamentos de la investigación

Las partículas suspendidas en el aire, o aerosoles, influyen de una manera directa o indirecta sobre el balance de radiación atmosférico, el cual puede tener un potencial efecto apreciable sobre el clima terrestre a diferentes escalas, como se ha mostrado en este trabajo. Recordemos de la introducción que la influencia directa está relacionada con la interacción del campo de radiación de la atmósfera con estas partículas; la influencia indirecta se refiere a los efectos de estas sobre los procesos asociados con la producción y propiedades de las nubes. Recordemos también que ambas influencias se definen, bajo un punto de vista cualitativo, a través del concepto "forzamiento climático", cuyo parámetro asociado cuantifica el cambio impuesto al balance de energía planetario que altera la temperatura promedio, tal como se explicó en ese capítulo. Repasando lo expresado en él, la respuesta a este forzamiento, la "respuesta climática", es el cambio en algún indicador del sistema climático (por ejemplo, en la temperatura media) (Hansen *et al.*, 1997b). Se dijo en esa oportunidad que un forzamiento climático es entonces una perturbación externa al sistema climático. Las interacciones entre el forzamiento y la respuesta se conocen como "retroalimentaciones climáticas". El forzamiento puede ser de naturaleza radiativa, por lo cual es llamado "forzamiento radiativo" [Wm^{-2}]. Es importante reconocer que este último parámetro es fuertemente dependiente de las propiedades físicas (ópticas) y químicas de las sustancias contaminantes (gases y/o partículas) que modifican la composición de fondo de la atmósfera, así como también de las condiciones meteorológicas. Por consiguiente, siendo adicionales flujos de energía impuestos, los forzamientos radiativos deben distinguirse de aquellos

debidos a la "variabilidad climática" normal del sistema climático. Según la particular influencia que se considere, el forzamiento radiativo producido por las partículas atmosféricas o aerosoles se clasifica en dos categorías: el directo y el indirecto. El primero es aquel en el cual la alteración de la radiación planetaria es un resultado de la dispersión y/o absorción de radiación por parte de aerosoles libres (no asociados con nubes), y el segundo es aquel en el cual estos procesos físicos son dependientes de la interacción aerosol-nube (Andreade & Rosenfeld, 2008), de reacciones químicas atmosféricas y del ciclo hidrológico (Gimeno Ferrer *et al.*, 2002; Roderick & Farquhar, 2002).

Ahora bien, aunque todas los aerosoles son de interés en lo atinente a la calidad del aire (y sus efectos directos sobre la salud), no todas las partículas suspendidas en la atmósfera son de interés meteorológico o climático, sino básicamente aquellas cuyo tamaño (diámetro geométrico para aerosoles esféricos o diámetro aerodinámico para formas diferentes) es comparable con las longitudes de onda de la radiación visible del espectro solar ($\sim$0.1 μm $\leq \lambda \leq \sim$1.0 μm); en esta banda es donde se concentra gran parte de su energía radiante solar. Los aerosoles que están dentro de este rango de tamaño son los que interactúan significativamente con esta radiación, y esta interacción depende también de la forma de los aerosoles. De ahí que un estudio de la distribución estadística de su tamaño y una investigación para averiguar su forma geométrica predominante, sean aspectos fundamentales para el cálculo de sus propiedades ópticas o radiativas y del FRD.

Otro aspecto relevante de las partículas suspendidas en el ambiente o aerosoles es el que se refiere a la medición de su concentración (cm^{-3}), cuya influencia directa sobre la calidad del aire es crucial. Para mejorar, o aun preservar, la calidad del aire, se requieren mediciones de su concentración, y tales medidas sirven en general para:

1. Proporcionar datos a partir de los cuales es posible relacionar los niveles de los contaminantes con sus posibles efectos.

2. Proveer un criterio cuantitativo para ver si los patrones de calidad se están logrando o superando y en qué grado.
3. Determinar si algunos cambios nocivos en los niveles ambientales globales, regionales y/o locales de los contaminantes están ocurriendo como resultado de las actividades antropogénicas.
4. Proporcionar datos para determinar el destino de los contaminantes atmosféricos y, junto con la información meteorológica, modelizar y, por consiguiente, tratar de predecir, la relación entre concentraciones, emisiones y condiciones climáticas.
5. Suministrar información acerca de las emisiones y, cuando sea aplicable, establecer si la fuente emisora está logrando el patrón regulador.

En cada una de las situaciones anteriores, las partículas a medir son diferentes, así como también la duración del programa de monitoreo, la sensibilidad del método requerido y el período sobre el cual se promedia la concentración.

Justificación, propósitos y objetivos de la investigación

Una investigación sobre el posible impacto ambiental debido a la contaminación del aire por partículas o aerosoles atmosféricos, así como su posible influencia sobre el balance de energía y el "cambio climático", conviene que sea iniciada con un estudio continuo y sistemático de las características y propiedades físicas y químicas que estas partículas o aerosoles poseen como constituyentes del fondo o *background* natural tanto de la troposfera (como de la estratosfera) sobre la región de interés y en un período determinado. Tal estudio exige ciertas condiciones y posee ciertas características que definen los objetivos a alcanzar en una investigación como esta.

Entre las propiedades físicas, las ópticas o radiativas cumplen en general un papel crucial, puesto que precisamente es la interacción entre la radiación solar y las partículas la que determina la respuesta del medio ante una variación, alteración o modificación de su constitución, bien sea por causas naturales y/o antrópicas. En esta interacción, la radiación solar es extinguida por los aerosoles mediante procesos de dispersión y absorción. La calificación y cuantificación de estos procesos quedan descritas por ciertas variables que dan cuenta de estas propiedades y que como tales deben ser objeto de estimación, ya sea por vía del cálculo teórico, la medición directa o la evaluación indirecta (estimada). Estas variables son:

1. La concentración numérica y de masa por unidad de volumen (medida y/o estimada).
2. El coeficiente de dispersión (medido y/o calculado).
3. El coeficiente de absorción (medido y/o calculado).
4. El coeficiente de extinción [estimado y/o calculado: (2) + (3)].
5. El coeficiente parcial de retrodispersión, o sea, hacia atrás (medido y/o calculado).
6. El albedo de simple dispersión [estimado y/o calculado: (2)/(4)].
7. El factor de asimetría [medida de la dirección preferencial para la radiación dispersada (estimada y/o calculada)].
8. La opacidad u profundidad óptica (estimada).
9. El índice de refracción de las partículas (estimada).
10. Los respectivos coeficientes específicos de dispersión, absorción y extinción, que dependen además de la(s) especie(s) química(s) que constituye(n) los aerosoles (estimados).

A este grupo de variables hay que añadir:

11. La morfología (determinación directa).
12. El tamaño de las partículas (medido).

La Organización Meteorológica Mundial (OMM) reconoce estas variables como aquellas que es necesario evaluar en los aerosoles atmosféricos para determinar el impacto de estos últimos sobre el clima (Deepak & Vali, 1991).

La determinación de la composición química interna y externa de los aerosoles es importante, ya que…

1. suministra información acerca del índice de refracción de las partículas,
2. se puede identificar en una primera aproximación cuál aerosol es higroscópico, hidrofóbico, absorbedor, dispersor, etc., y
3. provee información (densidad) para estimar los coeficientes específicos.

La determinación de la distribución estadística del tamaño es importante, puesto que…

1. afecta la visibilidad atmosférica, la opacidad óptica y el balance de energía radiativo terrestre,
2. determina las maneras en que los procesos químicos heterogéneos atmosféricos se efectúan,
3. los ciclos vitales de los aerosoles (fuentes, transporte y deposición) pueden ser entendidos,
4. delinea la contribución tanto de las fuentes del aerosol antropogénico como del natural (WMO, 1991).

El estudio de la morfología es importante, puesto que indicaría cuál podría ser la teoría que se aplicaría para calcular las propiedades ópticas (i.e. la Teoría de Dispersión de Mie en el caso de aerosoles esféricos, etc.).

Una vez que los aerosoles hayan sido caracterizados de la manera anterior, se puede intentar como segundo paso buscar su influencia en la

contaminación del aire y en el balance de energía atmosférico mediante una investigación sobre la posible relación entre estos y el cambio o tendencia del rango visual horizontal (o simplemente visibilidad) de la radiación solar, del forzamiento radiativo directo y de las temperaturas mínimas y máximas (respuesta climática) que podrían ser calculados y/o observados en la región (Quintana-Gómez, 1999; Quintana, 2001).

De conformidad con lo anterior, este proyecto tiene como propósito cuatro importantes tareas:

A. Investigar la concentración, composición química externa e interna, morfología y distribución estadística de su tamaño en períodos de tiempo significativos (i.e. régimen semanal, mensual, anual, etc.) de los aerosoles que constituyen el fondo de la troposfera libre media en un determinado sitio remoto del país (como la región de los Andes venezolanos) y estimar directa e indirectamente sus propiedades ópticas arriba mencionadas. Como paso previo se intentarán identificar y estudiar adicionalmente las características y propiedades físicas y químicas de los aerosoles atmosféricos de la capa de mezcla planetaria local a diferentes alturas.
B. Intentar medir y calcular directa o indirectamente tales propiedades ópticas para compararlas [vía experimento de cerradura (Quinn *et al.*, 1996)], con aquellas propiedades ópticas o radiativas encontradas en la tarea (A).
C. Estudiar las posibles influencias de los resultados hallados en las tareas (A) y (B) en el balance de energía atmosférico (forzamiento radiativo) y en el efecto climático local y/o regional (respuesta climática).
D. Estudiar la tendencia que tenga la posible influencia de los resultados hallados en las tareas (A) y (B) en la calidad del aire para que sirva de referencia al resto de la región y del país en lo que respecta a la contaminación general, y en particular, a la de origen antrópico.

Tal como discuten Porch *et al.* (1970), Charlson *et al.* (1974a) y Charlson *et al.* (1974b), aquí, la palabra "fondo" se entiende como aquella que hace referencia al aerosol natural y/o antropogénico que se encuentra en esa región de la atmósfera, cuyas fuentes no se encuentran cerca del área donde está el sitio de monitoreo; así, hay que descartar los eventos de origen local.

Por experiencias previas en sitios remotos de otras partes del mundo (Bodhaine & Mendoca, 1974; Dittenhoefer, 1982; Bodhaine, 1981, 1983, 1992, 1995; Nyeki *et al*., 1998) es necesario, para culminar principalmente las tareas (A) y (B) desarrollar una intensa campaña de observación y mediciones junto con la obtención de datos meteorológicos y climatológicos para las tareas (C) y (D). Particular importancia adquiere la obtención de datos sobre la humedad relativa (*HR*), puesto que los aerosoles atmosféricos de tipo higroscópico cambian sus propiedades ópticas con el cambio de esta variable meteorológica.

Metodología, implementación y plan de trabajo

Metodología

El marco metodológico a emplear se basa en un estudio comparativo teórico-observacional vía "*experimento de cerradura*" (véase la figura 1) siguiendo los esquemas y pautas planteados por Penner *et al.* (1994) y Quinn *et al.* (1996) con relación a los objetivos y tareas descritos en la parte anterior.

Las propiedades ópticas o radiativas relevantes de los aerosoles atmosféricos específicos pueden ser: (a) asumidas o tomadas de otros trabajos, (b) obtenidas directa o indirectamente por simulación experimental en el laboratorio, (c) calculadas o deducidas teóricamente

por aplicación de alguna teoría adecuada (por ejemplo, Teoría de Dispersión de Mie), y/o (d) obtenidas directa o indirectamente a partir de observaciones y mediciones instrumentales *in situ* en tiempo real (*on line*) de muestras reales. Por experiencia previa del autor de este trabajo, las tres primeras vías han sido ya usadas anteriormente en diferentes trabajos de investigación (Peñaloza M., 1993, 1996a, 2000b); sin embargo, la cuarta, que es la que se desea implicar en la metodología (además de la tercera), es la más apropiada pero más delicada de implementar desde un punto de vista operacional, dado que es un trabajo de campo (en sitio remoto para captar el *background*) y son costosos los instrumentos de alta tecnología involucrados. Esto último hace particular referencia a que para medir en tiempo real es necesaria una mayor respuesta y sensibilidad, además de la cantidad de datos que almacenan y que hay que procesar.

Hoy día, con base en los objetivos descritos en la tercera parte de esta propuesta, las propiedades (1), (2), (3), (5), (11) y (12) pueden ser medidas por la vía de las observaciones instrumentales directas. Estas son hechas con aparatos cuyo funcionamiento interno y operación usan técnicas diferentes como la fotometría, la nefelometría integrada y/o espectral, la aethalometría, la espectrometría de movilidad eléctrica y de microscopía electrónica. Por combinación lineal (suma) de la (2) con la (3) se obtiene la propiedad (4), y por cociente entre la propiedad (2) y la (4) se obtiene la propiedad (6). Estas estimaciones, incluyendo la propiedad (1), pueden ser hechas sin un conocimiento previo de la composición química (interna y/o externa) y/o forma de los aerosoles. Sin embargo, un conocimiento de las propiedades (2), (3), (5) [y, por consiguiente, de la (4), (6) y (7)] por la vía del cálculo o de la estimación teórica para propósitos de comparación con lo observado [*experimento de cerradura* (Quinn *et al.*, 1996)], requiere un conocimiento tanto de la propiedad (11) y (12), que se puede obtener por observaciones

instrumentales como la de la propiedad (9), la cual, a su vez, requiere un conocimiento de la composición química.

Un método para obtener información sobre la propiedad (7) es el aplicado por Peñaloza M. (2000b) o el descrito por Heintzenberg & Charlson (1996). De igual manera, en estas referencias hay descritos métodos para estimar los respectivos coeficientes específicos, los cuales, según Horvath (1993), dependen del tamaño de las partículas y, por supuesto, de su composición química (densidad de la partícula, la cual es asumida como aquella de la sustancia de la cual está constituida).

La composición química de los aerosoles no es tan fácil de determinar debido al pequeñísimo contenido de material que cada partícula posee y a la variedad de sustancias que los componen. En consecuencia, el estudio de esta composición ha tenido dos aproximaciones diferentes: la determinación de la distribución elemental (limitado a elementos químicos naturales) y la determinación de selectas especies predominantes. Entonces, los métodos para investigar la constitución química de los aerosoles en general, son de dos tipos: métodos químicos y físicos (o una combinación de ambos). Los primeros son más complicados y lentos que los segundos. A disposición de este proyecto (ver sección Instrumentación más adelante) podrían estar el de microscopía electrónica (SEM) de barrido y el de transmisión, los cuales pueden ser combinados respectivamente con difracción y espectrometría de dispersión de rayos X (DDX), espectrofotometría infrarroja FTIR y cromatografía de iones. Estas dos últimas han sido aplicadas recientemente (María *et al.*, 2002; Simoneit, 2002). Otras técnicas que combinan el análisis de la microscopía electrónica con fluorescencia de rayos X han sido aplicadas para la caracterización de aerosoles (Butler *et al.*, 1976).

Un método que combina el físico con el químico es el usado por Mamane & de Pena (1978) y adaptado por Dittenhoefer (1982), en el cual las partículas se hacen reaccionar con $BaCl_2$ para ver, mediante un examen de SEM-transmisión, si aparecen evidencias de la presencia de sulfato de amonio y/o ácido sulfúrico [compuestos típicos de los aerosoles atmosféricos (Whitby, 1978)]. Una combinación de SEM-barrido con difracción de rayos X permite también la identificación de partículas de sulfato de amonio atmosférico (Heard & Wiffen, 1969). El método DDX puede ser aplicado para identificar incrustaciones de Mg, Al, Si, K, Ca y Fe en partículas de polvo atmosférico (Dittenhoefer, 1982). Las partículas a base de nitratos (compuestos también típicos de los aerosoles atmosféricos) pueden ser detectadas con ayuda de la cromatografía de iones siguiendo la técnica propuesta por Mulik & Wittgenstein (1977). La espectrofometría IR es otra técnica que se puede aplicar para detectar aerosoles sulfatados (Blanco & McIntyre, 1972; Cunninghan & Johnson, 1976; Tanner & Newman, 1976) y partículas de polvo (Blanco & Hoidale, 1968). En el caso particular de aerosoles sulfatados, Newman (1978) revisó las técnicas que se usaban por esa fecha para determinar su composición interna.

En todo caso, descripciones más completas y actualizadas de los métodos aplicados hoy día para caracterizar químicamente los aerosoles atmosféricos, pueden ser encontradas en los respectivos trabajos de Chow (1995), Jambers *et al.* (1995) y McMurry (2002).

Habiéndose seleccionado los métodos a utilizar se procede a establecer un protocolo de caracterización química. Un ejemplo de protocolo de este tipo sería el siguiente: **(a)** aplicación de la microscopía electrónica con dispersión de rayos X (EDX) para la detección del número de elementos, naturaleza y composición (%) en la muestra; **(b)** aplicación de difracción de rayos X (DRX), análisis termogravimétrico (TGA), escaneo

calorimétrico diferencial (DSC) y espectrofotometría IR de Fourier (FTIR) para la detección del número de fases en la muestra y su relación con los elementos livianos; y **(c)** aplicación de espectrofotometría de masa y cromatografía de gases para la detección de componentes gaseosos. La OMM (WMO, 1991) propone, a los efectos del programa "Global Atmosphere Watch" (GAW), que se aplique la técnica de la cromatografía de iones por su sensibilidad, espaciado químico y relativo bajo costo.

Cuando se conoce la composición química de las partículas, la propiedad (9), es decir, el índice de refracción de las partículas, puede ser encontrado en una cierta longitud de onda (Peterson & Weinman, 1969; Twitty & Weinman, 1971; Pollack *et al.*, 1973; Toon *et al.*, 1976); en la realidad, las partículas atmosféricas internamente no son totalmente puras, pero en el caso de que estén compuestas por una especie prevaleciente, su mismo índice de refracción puede ser considerado representativo en una muy buena aproximación. En caso de información incompleta o no muy segura sobre esta composición, o aun en caso de una ausencia total de esta, el método propuesto por Mathai & Harrison (1980) puede ser aplicado si se tiene un previo conocimiento de la distribución estadística del tamaño y de la concentración numérica de las partículas, los cuales pueden ser conocidos instrumentalmente. Alternativamente, el método propuesto por Wendisch & von Hoyningen-Huene (1994) a partir de mediciones de la extinción solar y de la dispersión, o el propuesto por Bhardwaja *et al.* (1974), pueden ser aplicados.

Es importante señalar que para uso en posteriores aplicaciones (i.e. *experimento de cerradura*), la obtención instrumental *in situ* de la distribución estadística del tamaño de las partículas es la más apropiada, puesto que *a posteriori*, por vía de la microscopía electrónica, la muestra colectada sobre filtros puede sufrir modificaciones en su preparación para SEM-análisis y/o durante este último (en el que se hace el vacío)

(Willeke & Baron, 1990; Baron & Heitbrink, 1993). Con una distribución estadística así obtenida, el cálculo de las propiedades radiativas por vía de códigos computacionales será más realista. Por eso se justifica el uso de un clasificador de partículas por tamaño que evalúe dicha distribución *in situ* en las condiciones más reales posibles. Nótese que entre los aerosoles atmosféricos de importancia pueden estar los que son volátiles y sensibles a los cambios de humedad (higroscópicos).

El cálculo teórico de las propiedades radiativas de los aerosoles, una vez que la distribución estadística de su tamaño, forma e índice de refracción hayan sido obtenidos, se pueden llevar a cabo aplicando códigos computacionales como los publicados por Bohren & Huffman (1983), Barber & Hill (1990), Kaiser & Schweiger (1993) y Hess *et al.* (1998). Para este cálculo también es necesario conocer la concentración de partículas, dada esta como número de partículas por unidad de volumen (por eso se justifica un CPC: ver más adelante); no obstante, para conocer la concentración en términos de masa por unidad de volumen se aplicará el método gravimétrico aprovechando el muestreo por medio de filtros.

Para la recolección de partículas se usa el típico protocolo y arreglo de muestreador de volumen de aire (i.e. Hi-Vol), en el que se usa un filtro o membrana porosa como recolector cuando por él, en un cierto tiempo, pasa un determinado volumen de aire. La recolección debe atender a los siguientes criterios:

1. La muestra recolectada debe ser lo suficientemente grande como para que los análisis físicos y químicos puedan ser aplicados.
2. La muestra debe ser recolectada sobre filtros cuyo material no altere los componentes de la muestra o los contaminen.
3. La muestra debe ser representativa de la particular población de aerosoles de interés.

Filtros típicos para la recolección y muestreo de aerosoles son el Millipore™, el Nucleopore™, el Metricel™, el Whatman EPM-2000 (a base de microfibras de vidrio), el Whatman 41 (a base de celulosa) y el teflón. Las partículas son capturadas por las superficies de estos filtros a causa del movimiento browniano y por mecanismos de impacto inercial. En general, la caída de presión y su eficiencia recolectora son muy altas aun para partículas significativamente más pequeñas que el tamaño característico del poro (Liu & Lee, 1976; Lee & Ramamurthi, 1993). El filtro Nucleopore (http://www.millipore.com) y el Whatman 41 (http://www.whatman.com) fueron usados por Cunningham & Zoller (1981) para estudiar la composición química de aerosoles de fondo en un sitio remoto de la Antártica ubicado en la Estación de Investigación Amundsen-Scott. El filtro Whatman 41 fue usado por Maring *et al.* (2000) para estudiar las propiedades ópticas y físicas y su relación con la composición de aerosoles de la troposfera libre en Izaña, Tenerife (Islas Canarias) durante julio de 1995. La OMM (WMO, 1991) propuso, a propósito del programa GAW patrocinado por esta, que el teflón fuera el substrato usado en este programa.

Los datos meteorológicos locales se obtendrán de una estación automática y telemétrica (e.g. marca Rain Wise, Inc, modelo SRM-10), la cual medirá presión atmosférica, velocidad y dirección del viento (a 10 m sobre el suelo), temperatura y *HR* (a 1.50 m sobre el suelo), precipitación y radiación solar total (= difusa + directa).

La información proporcionada por la caracterización de los aerosoles (e.g. extinción) debe ser correlacionada con la data meteorológica, teniendo como referencia el trabajo de Nilsson (1990) para tratar de establecer las fuentes y sumideros, tanto naturales y antropogénicos, de los aerosoles atmosféricos locales y regionales. Venezuela tiene la particularidad de estar bajo la influencia de los vientos alisios del E y

ENE, con un frente prácticamente marítimo al Este, lo cual implica poco aporte de aerosoles marinos desde el Este (Blifford & Gillete, 1972). Sin embargo, quedaría por investigar, a la luz de la circulación atmosférica, la posibilidad de presencia de aerosoles atmosféricos en la región de los Andes provenientes de la región central y oriental del país. Por eso es altamente conveniente intentar obtener algunas mediciones adicionales en lugares del NE del país para tener referencias.

En el proyecto se contempla instalar los instrumentos descritos más adelante, junto con la estación meteorológica, en un sitio remoto o semirremoto de los Andes venezolanos, de fácil y rápido acceso, que ofrezca a su vez apoyo de una infraestructura de servicios, logística, protección y seguridad ya establecida. El Pico Espejo, última estación servida por el Sistema Teleférico de Mérida, es un sitio potencialmente apropiado, ya que está a 4765 msnm, y en él están las antiguas instalaciones del *Observatorio Meteorológico y Radioactividad Ambiental "Alejandro de Humboldt*", creado en 1971 bajo los auspicios de la ULA y del Servicio Meteorológico de la Fuerza Aérea Venezolana (FAV). Alternativamente, el Collado del Cóndor (antiguo pico de El Águila), por encima de los 4000 msnm, o el Observatorio Astrofísico del CIDA (Llano del Hato, 3600 msnm, cerca de Apartaderos) pueden ser otros sitios a considerar. En el caso de Pico Espejo, la ULA reparó las instalaciones del observatorio Humboldt y las reabrió para ponerlas al servicio de un proyecto extranjero de investigación atmosférica: el Proyecto MARS (www.imk.fzk.de/imk2/mira/home.html).

Una vez que los objetivos asociados a las tareas (A) y (B), descritos en la parte de justificación, propósitos y objetivos hayan sido alcanzados, habrá suficiente información como para proceder finalmente con el objetivo asociado a la tarea (C) y alguna primera información para el asociado con la tarea (D) de la misma sección. En estos dos últimos

objetivos están involucrados estudios relacionados con la influencia de los aerosoles bajo observación en la visibilidad, radiación solar, FRD y temperatura promedio. En general, esta información se utiliza para alimentar modelos para la primera y tercera de estas variables. En particular, para la visibilidad se aplica la Teoría de Koschmieder (1924), en la que se utiliza la información aportada por el nefelómetro integrador (Heintzenberg & Charlson, 1996). Para el FRD, en una primera estimación, el modelo cero-dimensional propuesto por Charlson *et al.* (1991) (véase Cap. 3) luce como el más apropiado, siguiendo los trabajos de Veefkind *et al.* (1996) y de Venkataraman *et al.* (1999). La influencia sobre la radiación solar (Sheppard, 1958; Randerson, 1970; Unsworth & McCartney, 1973) podrá estudiarse deduciendo la extinción atmosférica y la distribución estadística del tamaño de los aerosoles atmosféricos según el método aplicado por Shaw *et al.* (1973) y por Quenzel (1970) respectivamente, y comparando los resultados con los provenientes de los otros instrumentos. Para eso se usarán las observaciones obtenidas con el espectrofotómetro solar que medirá la radiación solar directa. Estas, a su vez, se podrán asociar con el cambio de temperatura, con la aplicación del modelo usado por Reitan (1974), para estudiar una posible relación climática entre estas dos variables. No obstante, se explorará la posibilidad de una primera correlación entre el FRD deducido y el cambio de temperatura siguiendo el tratamiento dado por Schlesinger *et al.* (1992) y el trabajo de Quintana-Gómez (1999) el cual indica que las temperaturas mínimas han venido aumentando en la región de los Andes venezolanos.

Implementación y plan de trabajo

La implementación observacional del proyecto contempla la ejecución por etapas de las tareas (A) y (B). La tarea (A) se hará en cinco (5) etapas:

1ª etapa correspondiente al muestreo.

2ª etapa Contempla el análisis químico de las muestras utilizando diferentes técnicas (ya referidas) y con instrumentación ya disponible en la ULA que se describe más adelante.

3ª etapa Abarca las observaciones, vía SEM, y mediciones para los estudios morfológicos y estadísticos de la forma y tamaño de las partículas, respectivamente.

4ª etapa Comprende las mediciones correspondientes a la estimación de la concentración (en masa por unidad de volumen) del material en suspensión presente en cada sitio. La estimación en partículas por unidad de volumen dependerá de la adquisición del equipo necesitado (descrito más adelante).

5ª etapa Involucra el cálculo de las propiedades ópticas, vía códigos computacionales, tomando como datos de entrada los proporcionados por las etapas anteriores.

Esta última etapa se refiere principalmente a los aerosoles de fondo que podrían encontrarse en los sitios remotos o semirremotos. Así, la tarea (A) tiene entre sus principales finalidades definir claramente cuál es la capa de mezcla planetaria local y cuál es la troposfera libre.

El plan general para la tarea (B) contempla cuatro (4) etapas que dependerán de la disponibilidad o adquisición de los equipos que se especifican en detalle más adelante y que se sugieren en esta propuesta:

1ª etapa Se intentará estimar la profundidad óptica de los aerosoles de fondo mediante observaciones

de fotómetro solar a diferentes longitudes de onda.
2ª etapa Se pretenderá medir el coeficiente de dispersión (en sus dos versiones), en diferentes longitudes de onda, por medio de mediciones nefelométricas.

3ª etapa Se procurará medir el coeficiente de absorción (en diferentes longitudes de onda) aplicando técnicas de laboratorio o *in situ*.

4ª etapa Se tratará de medir la distribución estadística del tamaño.

5ª etapa Se procederá, con la data aportada por los instrumentos, a estimar el resto de las propiedades ópticas.

Aquí, las cuatro primeras etapas pueden comenzar por cualquier orden, pues dependen, como se ha mencionado antes, de cuál(es) instrumento(s) se disponga(n) para arrancar la tarea. En este punto ya es posible ejecutar un *experimento de cerradura* (cerrar el "experimento") al comparar los resultados arrojados en la tarea (A) con aquellos de la tarea (B). Los siguientes diagramas describen las tareas (A) y (B) respectivamente.

PLAN GENERAL PARA LA TAREA A

ETAPA 1: MUESTREO

↓

TÉCNICAS

↓

CAPTURA

↓

PROTOCOLO DE MANIPULACIÓN DE MUESTRAS

ETAPA 2: MEDICIONES QUÍMICAS

↓

INFRAESTRUCTURA-EQUIPAMIENTO PARA EL ANÁLISIS

↓

MÉTODOS

↓

PROTOCOLO

ETAPA 3: MEDICIONES DE LA DISTRIBUCIÓN ESTADÍSTICAS DEL TAMAÑO Y FORMA

↓

INFRAESTRUCTURA-EQUIPAMIENTO PARA EL ANÁLISIS

↓

MÉTODOS

↓

PROTOCOLO

ETAPA 4: MEDICIÓN DE CONCENTRACIÓN DE PARTÍCULAS

↓

NÚCLEOS DE CONDENSACIÓN (NC)

↓

NÚCLEOS DE CONDENSACIÓN EN NUBES (NCN) (Si aplica)

↓

NÚCLEOS DE HIELO (NH) (si aplica)

ETAPA 5: ESTIMACIÓN DE PROPIEDADES ÓPTICAS

↓

DATA DE ENTRADA

(longitud de onda, forma, tamaño, índice de refracción, etc.)

↓

MODELO
(códigos computacionales)

↓

SALIDA
(propiedades ópticas)

PLAN GENERAL PARA DE LA TAREA B

ETAPA 1: MEDICIONES DE LA PROFUNDIDAD O ESPESOR ÓPTICO
↓
INSTRUMENTACIÓN
↓
CALIBRACIÓN
↓
ENTRENAMIENTO
↓
OBSERVACIONES
↓
REDUCCIÓN DE LA DATA
↓
EXACTITUD Y PRECISIÓN

ETAPA 2: MEDICIONES DE LOS COEFICIENTES DE DISPERSIÓN
↓
NEFELÓMETRO INTEGRADOR O ESPECTRAL
↓
CALIBRACIÓN
↓
ENTRENAMIENTO
↓
OBSERVACIONES
↓
REDUCCIÓN DE LA DATA
↓
EXACTITUD Y PRECISIÓN
↓
OTRA ESPECIFICACIONES DE LA RUTINA-PROTOCOLO

ETAPA 3: MEDICIONES DEL COEFICIENTE DE ABSORCIÓN
↓
TÉCNICAS
↓
INFRAESTRUCTURA-EQUIPAMIENTO PARA EL ANÁLISIS
↓
ENTRENAMIENTO
↓
PROTOCOLO

ETAPA 4: ESTIMACIÓN DE LAS RESTANTES PROPIEDADES ÓPTICAS
↓
DATA DE ENTRADA
↓
RESULTADOS
↓
INTERCOMPARACIÓN
(experimento de cerradura)

Breve descripción de los resultados preliminares esperados

Los resultados preliminares deben mostrar en primer lugar el perfil de las observaciones de un monitoreo constante y periódico de la concentración de aerosoles troposféricos continentales (cm^{-3} y $\mu g/cm^3$), cuyo rango de tamaño queda implícitamente determinado por el CPC usado. Este resultado es muy importante porque con él se pueden determinar los períodos diarios en los cuales el sitio de observación es influenciado por la PBL debido a la contaminación local y por la TL (*background*) (Maring *et al.*, 2000). Adicionalmente, estos resultados permitirán conocer a la larga la tendencia de la carga de aerosol troposférico en el sitio de observación por períodos diarios (diurno-nocturno), mensuales y estacionales; por comparación con datos de otras estaciones ubicadas en otros sitios remotos del mundo se tendrá así una primera estimación de la calidad del aire en el sitio y cuán remoto es este como punto de observación.

Los resultados mostrarán asimismo las características morfológicas, dimensionales y composición de estos aerosoles mediante el análisis de microscopía electrónica y químico. Bajo la hipótesis de que el aerosol observado corresponde al continental de la troposfera media libre, un resultado preliminar esperado, de acuerdo con la OMM (WMO, 1983), es el que entre estos habrá significativamente aerosoles de fondo constituidos por sales inorgánicas compuestas principalmente por sulfatos y nitratos, por polvo mineral y carbonáceos (Adams *et al.*, 1977; Cunningham & Zoller, 1981).

Simultáneamente, el monitoreo, también constante y periódico, del coeficiente total de dispersión, y del coeficiente de absorción (Clarke & Charlson, 1985) de los aerosoles en diferentes longitudes de onda, hará posible obtener no solo su perfil temporal, sino también una posible

correlación entre estos parámetros, las propiedades ópticas de ellos derivadas y la concentración de estas, bien sea en número o masa por unidad de volumen (Waggoner & Weiss, 1980; Morawska *et al.*, 1999), y/o su composición química (Leaderer & Stolwijk, 1980). La variación del albedo de simple dispersión en función de la humedad relativa será otro de los resultados preliminares buscados (Hänel, 1976). El valor de esta variable (Heintzenberg *et al.*, 1997) es crucial, puesto que su comparación con un valor crítico, encontrado por la vía teórica (Hansen *et al.*, 1980; Kellog, 1980), determinará si los aerosoles pueden ejercer un efecto de enfriamiento o calentamiento.

Con la data correspondiente a la radiación solar directa se espera determinar la opacidad u espesor óptico de los aerosoles (Shaw *et al.*, 1973; Quenzel, 1970). Adicionalmente se podrá intentar buscar la correlación local entre la visibilidad y la variación de la concentración (Charlson, 1969), y/o entre la visibilidad y la variación del coeficiente de dispersión (Charlson *et al.*, 1967; Horvath & Noll, 1969). Particular interés hay en el estudio de un velo de "neblina" azul (o calina) uniforme, que siempre se presenta por el período seco (enero-marzo) en los valles andinos, y que limita fuertemente la visibilidad (Zuloaga, 1966).

Otros resultados preliminares incluirán la concentración de partículas carbonáceas y su coeficiente de absorción (y de dispersión).

Alcance y trascendencia del proyecto

En este proyecto se quiere hacer referencia con mucho énfasis a las mediciones que se hagan en el sitio correspondiente a un sitio remoto o semirremoto. Es bien conocido que, en general, la concentración de aerosoles atmosféricos disminuye con la altura en la troposfera. Pero aparte de los posibles episodios que se pudieran detectar debido a la

recepción y/o paso de aerosoles provenientes del centro y del este del país, no existen otros puntos en Venezuela mejores y más limpios que los mencionados para medir los aerosoles de fondo debido a altitudes por encima de los 3000 m. El más alto (Pico Espejo, 4765 m) sería entonces el punto referente o línea base para saber cuánto está contaminado cualquier lugar del país que esté por debajo de esta altura, con relación al más limpio que se pueda medir (Shaw, 1976). Esto será una alternativa más conveniente frente a la aplicación de otras referencias (normas) tomadas de otras partes (EPA-USA, España, etc.) que no necesariamente corresponden con la realidad venezolana.

Por otra parte, los resultados se pueden aplicar a modelos de clima cerounidimensional y/o unidimensional para detectar una posible relación con el efecto climático regional (Quintana-Gómez, 1999). La validación de estos resultados se hará por comparación con los registros climáticos mantenidos de la región.

La consolidación de una estación de monitoreo atmosférico como esta en un punto alto de fácil accesibilidad de la cordillera andina venezolana, permitirá:

1. Solicitar la incorporación de Venezuela al programa internacional patrocinado por la Organización Meteorológica Mundial (OMM) y llamado "Global Atmosphere Watch" (GAW) (*A System for Environmental Pollution Monitoring and Research*) (WMO, 1991), el cual posee ya una apreciable red de estaciones regionales y de línea base, principalmente en Norteamérica, Europa y Asia, previo cumplimiento de las condiciones recomendadas (Munn & Bolin, 1971).
2. Fomentar el intercambio científico y académico mediante un programa de cooperación nacional e internacional entre universidades e instituciones del país y similares en el exterior.

3. Ofrecer alternativas en las actividades de investigación relacionadas con el pregrado y postgrado de las universidades nacionales (trabajos especiales y tesis de grado), así como también con los programas de formación de su personal docente y de investigación (trabajos de ascenso/trabajos y tesis de grado).
4. Contribuir con información científica y técnica a las futuras comunicaciones oficiales nacionales sobre cambio climático de Venezuela [en la primera y única comunicación (MARN-PNUD, 2005) no hay referencia alguna al inventario y contenido del material de partículas y aerosoles de fondo de nuestra atmósfera].
5. Fijar una norma como primera referencia o patrón nacional para la comparación de la contaminación y calidad del aire en cualquier otro punto de la geografía local, nacional o internacional cercana (Andes tropicales), en lugar de usar patrones de otros países, tal como se ha venido haciendo por ausencia de una propia.

Instrumental

Parte del equipo para desarrollar este proyecto ya existe en la región de los Andes (ULA) y puede, a solicitud del proyecto, ser usado. En particular, este se refiere al que se necesita para las etapas (1), (2), (3) y (4) de la Tarea (A):

1. Microscopio electrónico de barrido Hitachi, modelo S-2500 (Lab. Análisis Químico y Estructural de Materiales, LAQUEM. Grupo de Física Aplicada, GFA. Departamento de Física. Facultad de Ciencias. ULA).
2. Espectrómetro de dispersión de rayos X Kevex, modelo Delta Class III (LAQUEM-GFA/ULA)
3. Difractómetro para muestras policristalinas Siemens, modelo D-5005 (Grupo de Cristalografía, departamento de Química. Facultad de Ciencias de la ULA).

4. Espectrómetro de absorción atómica (llama y horno) VARIAM, modelo SpectrAA 220 (Lab. Anal. Reg. Serv. Anal., LARSA. Departamento de Química, Facultad de Ciencias, ULA).
5. ICP-AES (Inductively Coupled Plasm) VARIAM, modelo Liberty AX (Lab. Anal. Reg. Serv. Anal., LARSA. Departamento de Química, Facultad de Ciencias, ULA).

Para desarrollar la tarea (B) se necesitan los siguientes equipos:

6. Espectrofotómetro solar

   Mide la irradiancia espectral solar directa a longitudes de onda discreta en el ultravioleta y visible. El modelo SPUV de la *Yankee Environmental Systems, Inc*. (www.yesinc.com), está diseñado para cumplir con las recomendaciones de la Organización Meteorológica Mundial. Los modelos SPUV-6 y SPUV-10 se usan para aplicaciones tales como turbidez atmosférica y mediciones de columna de ozono; pueden resolver medidas en estrechos pasos de banda del rayo óptico directo a una determinada longitud de onda. El instrumento se acompaña con un *software* de análisis *Langley* para la determinación automática de la profundidad óptica. El rango de cobertura de longitudes de onda va desde de 300 nm en el UV-B a 940 nm en el cercano IR. Se puede configurar el instrumento con seis o diez canales a varias longitudes de onda dependiendo de los requerimientos de la aplicación.

   Las especificaciones técnicas establecen que dicho instrumento posee una respuesta espectral de 300-940 nm, como se ha dicho, que la temperatura interior se regula automáticamente en el rango ambiental de -50 ºC a +50 ºC, que el tiempo de respuesta es de aproximadamente 0.1 s, que su linealidad es mejor que 1% y que su consumo de potencia es de 12 VDC o 115220 VAC (con

50/60 Hz y 20 W). Además, este espectrofotómetro se adapta a la mayoría de los seguidores solares (*solar tracker*).

7. Nefelómetro integrador

El nefelómetro integrador (NI) puede medir el coeficiente de dispersión de luz (*light scattering*) y el coeficiente parcial de retrodispersión (hacia atrás), por las partículas atmosféricas, en diferentes longitudes de onda, dentro de una cámara o celda por donde se hace pasar la muestra tomada del aire circundante. En particular, el diseño "directo" de este instrumento (Charlson, 1980; Anderson *et al.*, 1996; Heintzenberg & Charlson, 1996; Rosen *et al.*, 1997a; Anderson & Ogren, 1998) es el más usado por ser el que comercialmente se puede adquirir a compañías fabricantes (como TSI Inc., *Radiance Research*, o MRI). La versión "recíproca" (Gordon & Johnson, 1985; Mulholland & Bryner, 1994), que fue usada por el presente autor (Peñaloza M., 1999) no está todavía disponible comercialmente en el mercado, y los pocos aparatos existentes alrededor del mundo han sido ensamblados en los laboratorios de investigación; esta última versión tiene la ventaja de dar una estimación observacional directa del albedo de simple dispersión (Peñaloza M., 2000b). Un NI-TSI, modelo 3563, incluye el software (Microsoft Windows) que opera y controla el aparato. El modelo NI-TSI/3563 es, por cierto, el que en la década antepasada fue objeto de mayor y exhaustiva investigación (Anderson *et al.*, 1996; Anderson & Ogren, 1998). Especificaciones técnicas adicionales y complementarias de este instrumento se pueden encontrar en http://www.tsi.com/particle/downloads/brochures/3563.pdf. Sin embargo, se puede decir que entre esas especificaciones, este aparato mide las variables referidas en las longitudes de onda de 450 nm (azul),

550 nm (verde) y 700 nm (rojo); ancho de banda de 40 nm; la sensibilidad (en un tiempo promedio de 60 s) es de 2.0 x 10^{-7} m^{-1} para el coeficiente de dispersión en el rojo y en el verde, y de 3.0 x 10^{-7} m^{-1} para el azul; a este mismo tiempo, el límite de detección superior es de 2.0 x 10^{-2} m^{-1}; el ángulo de integración está comprendido entre 7º y 170º; la señal óptica de fondo es < 5.0 x 10^{-5} m^{-1} para el azul y el verde, y < 1.0 x 10^{-5} m^{-1} para el rojo; tasa de flujo recomendado de 20 a 200 lpm; eficiencia de transporte de partículas de densidad unidad > 95% para partículas de diámetro entre 0.05 y 5 µm. Consumo máximo de potencia: 175 W, peso: 18 kg.

8. Medidor de concentración de partículas

Los instrumentos diseñados exclusivamente para la medición de concentración de partículas (en partículas/m^3 o cm^3), llamados *Condensation Particle Counter* (CPC) (contadores de partículas por condensación) con diferentes características, pueden ser usados por separado. De la TSI Inc., tres, los modelos 3022A (*General-Purpose CPC*), 3010 (*Compact CPC*) y 3760A/3762 (*Low-Cost CPC*), que operan en un rango aproximado de 0.01-4 µm, son adecuados. Las versiones 3022A-S y 3010-S son los modelos de CPC que forman parte (ver más abajo) de la configuración estándar del SMPS (modelo 3936L22 y 3936L10 respectivamente). Así, la adquisición de cualquiera de estos dos modelos SMPS incluye el CPC 3022A-S o el 3010-S. El modelo 3760 ha sido modificado por Maring & Schwartze (1994) para que opere por largos períodos y en sitios remotos; posteriormente fue usado por Maring *et al.* (2.000) con la misma modificación para mediciones en la troposfera libre en Izaña, Tenerife (Islas Canarias) a 2360 m.

El CPC-TSI, modelo 3022A-S, incluye su correspondiente *software*. El CPC-TSI, modelo 3010-S, también incluye su respectivo software. El primero de estos dos aparatos tiene un consumo máximo de potencia de 200 W y pesa 12.5 kg; el segundo, tiene un consumo máximo de 25 W y pesa 5.5 kg. Mayores detalles sobre estos instrumentos en http://www.tsi.com/particle/products/partcount/3022a.htm.

9. Aethalómetro

Si la versión directa del NI es usada, el coeficiente de absorción de luz (*light absorption*) puede ser medido con otro instrumento llamado aethalómetro (Hansen *et al.*, 1984), por ejemplo, con el modelo AE-30 fabricado por *Magee Scientific*. De la combinación lineal (suma) de los datos proporcionados por el NI y el aethalómetro se puede derivar el coeficiente de extinción de las partículas, y a partir de ahí, el albedo de simple dispersión. El aethalómetro Magee, modelo AE-30 (*Spectrum*) (RTA10-I1-MAN-D), incluye controlador manual de flujo con rotámetro de masa, bomba interna y un *disk drive* de 3.5". Este aparato hace sus mediciones en las longitudes de onda de 450, 570, 590, 615, 660, 880 y 950 nm; tasa de flujo entre 2 y 6 l/min; detecta partículas por debajo de 2.5 μm ($PM_{2.5}$); recolecta las muestras sobre cintas de fibra de cuarzo que pueden ser recuperadas para subsiguientes análisis químicos de las partículas; sensibilidad de 0.1 $\mu g/cm^3$ a un flujo de 3 l/min y en un tiempo promedio de 60 s. Potencia de consumo: 100 W (incluyendo la bomba interna). Peso aproximado: 20 kg. Más detalles e información sobre este instrumento en http://www.mageesci.com.

10. Clasificador de partículas por tamaño

Los instrumentos que miden la distribución estadística del tamaño de los aerosoles (*particle sizers*) son variados porque su diseño depende de los rangos operacionales. Para estudios de efecto climático, el rango de interés es el comprendido entre ~0.1 μm y ~1 μm de diámetro; el *Scanning Mobility Particle Sizer* (SMPS), de la Serie 3936, o el *Electrical Low-Pressure Impactor* (ELPI) (Keskinen *et al.*, 1992), modelo 3935, el primero de la TSI Inc. (U.S.A.), y el segundo fabricado por Dekati Ltd. (Finlandia) y distribuido por TSI Inc., pueden ser usados para el monitoreo atmosférico. Este último, además, mide también la concentración de partículas entre un rango de 80 a 10^7 partículas/cm^3 y permite colectar sobre substratos o filtros muestras de los aerosoles para análisis microscópicos o mediciones adicionales de masa o composición. De la serie SMPS-3936, los modelos L25 (0.01-1.0 μm), L22 (0.01-1.0 μm) y L10 (0.01-1.0 μm), dependiendo de los rangos de concentración considerados (20 - 10^7, 2-10^8 y 1-10^7 partículas/cm^3 respectivamente) pueden ser utilizados. Recientemente, Molnár & Mészáros (2001) utilizaron un ELPI para sus investigaciones sobre la relación entre el tamaño y la composición química de las partículas-aerosoles y sus propiedades ópticas en Hungría. Como se ha demostrado en otra parte de este proyecto, el conocimiento de la distribución estadística del tamaño de los aerosoles *in situ es indispensable*, ya que la interacción con la radiación visible solar depende del tamaño que estas partículas posean. El equipo SMPS-TSI, modelo 3936L22, comprende un clasificador electrostático, un contador de partículas por condensación (CPC, ver antes) para medir concentración (número) de partículas por unidad de volumen, un software (*Aerosol Instrument Manager*) y el *hardware* de interconexión. Po-

tencia de consumo: 200 W. Más información y detalles sobre estos instrumentos, en http://www.tsi.com/ particle/downloads/ brochures//3936.pdf. El ELPI, modelo 3995-30, incluye un *software* administrador (ELPIVI) y una serie de accesorios. La combinación de un NI, modelo 3563, con un SMPS, modelo 3936L22 (o con un ELPI, modelo 3935-3), junto con un aethalómetro, modelo A-30, es la instrumentación recomendada para este proyecto.

APÉNDICE 2

LISTA DE SÍMBOLOS

Nomenclatura latina

A	Albedo planetario
A_a	Albedo del sistema atmósfera-superficie en presencia de aerosol extra [ec.(31)]
A_c	Fracción de cobertura nubosa o de nubes
$\mathrm{A_g}$	Área de una región geográfica
B_{Aerosol}	Contenido promedio de masa de aerosol en columna (gm^{-2}) [ec.(54)]
$[CO_2]$	Concentración de dióxido de carbono en partes por millón (ppm)
c_p	Calor específico del aire
D	Fracción o parte diurna del día
D_p	Diámetro de la partícula
F_A	Calentamiento adicional atmosférico [según ec. (15) y ec. (17)]
$F_{\mathrm{a,ab,IR}}$	Absorción infrarroja de una capa de aerosol
$\downarrow F_D$	Flujo difuso descendente de radiación solar a nivel de la superficie.
$\uparrow F_D$	Flujo difuso ascendente de radiación solar por encima de una capa de aerosol

$\downarrow F_{D(\mathrm{clear})}$	Flujo difuso descendente de radiación solar de una atmósfera sin polvo, en la superficie
$\uparrow F_{D(\mathrm{clear})}$	Flujo difuso ascendente de radiación solar en una atmósfera sin polvo.
$\uparrow F_{D(\mathrm{turbid})}$	Flujo difuso ascendente de radiación solar de una atmósfera turbia (aire más aerosol extra)
$\downarrow F_{D(\mathrm{turbid})}$	Flujo difuso descendente de radiación solar de una atmósfera turbia (aire más aerosol extra), en la superficie
$\downarrow F_{ent}$	Densidad de flujo de radiación solar entrante de un planeta
$\downarrow F_{\mathrm{a\text{-}e}}$	Densidad de flujo normalizado o fracción recibido en la superficie solamente en presencia de aerosol atmosférico [ec. (8)]
$F_{\mathrm{a\text{-}e,ab}}$	Densidad de flujo normalizado o fracción debido a la absorción por aerosol extra
$\uparrow F_{\mathrm{a\text{-}e,sc}}$, $\uparrow F_{\mathrm{a\text{-}e,bsc}}$	Dispersión hacia arriba (retrodispersión ascendente) que llega a la tropopausa proveniente de la dispersión de la densidad del flujo descendente de la atmósfera [normalizada a (W_o/4)], causada por aerosol extra
$\uparrow F_{\mathrm{fe}}$	Densidad de flujo infrarrojo final saliente, emitido por el planeta al espacio, [asociada a T_{fe} después de una perturbación, ec. (5)]
$\downarrow F_{\mathrm{fsc}}$, $\downarrow F_{\mathrm{e\text{-}a,fsc}}$	Flujo de radiación descendente y dispersado hacia delante por aerosol extra
$\downarrow F_{\mathrm{fsc,x}}$(x = Est, Trs, Trb)	Radiación difusa descendente en la estratosfera (Est), troposfera superior (Trs) y troposfera baja (Trb)
F_G	Flujo total (global) de radiación solar a nivel de la superficie

$F_{\mathrm{G(clear)}}$	Flujo total (global) de radiación solar a nivel de la superficie en una atmósfera sin polvo
$F_{G\mathrm{(turbid)}}$	Flujo total (global) de radiación solar en la superficie en una atmósfera turbia (aire más aerosol extra)
$\uparrow F_{\mathrm{IR}}$	Flujo ascendente de radiación infrarroja terrestre en la base (tropopausa) de una capa de aerosol estratosférica
F_{L}	Calentamiento superficial correspondiente al calor latente
$\downarrow F_{\mathrm{m}}$	Densidad de flujo normalizado o fracción recibido en la superficie en ausencia de aerosol atmosférico adicional [ec. (9)]
$F_{\mathrm{m,ab}}$	Densidad de flujo normalizado o fracción recibido debido a la absorción sin inclusión de aerosol extra
$\uparrow F_{\mathrm{m,sc}}$	Densidad de flujo normalizado o fracción debido a la dispersión ascendente sin inclusión de aerosol extra
F_{o}	Flujo incidente sobre el tope de una capa de aerosol localizada en la capa de mezcla
F_{R}	Fracción de energía radiante removida después de procesos de extinción anteriores ($= \uparrow \Delta F_{\mathrm{r\text{-}s}} \downarrow F_{\mathrm{a\text{-}e}}$)
F_{sal}	Flujo de radiación infrarroja saliente emitido por el planeta al espacio
$F_{\mathrm{o}\lambda}$	Potencia inicial espectral del flujo de radiación entrante (entrada primaria, original o inicial), normalizada a π
$\downarrow F_{\mathrm{T}}$	Flujo de radiación transmitido hacia abajo (i.e. no absorbida)

F_S	Calentamiento superficial correspondiente al calor sensible
F_{sc}	Flujo dispersivo por una capa de aerosol localizada en la capa de mezcla [ec.(47)]
F_{S+L}	Calentamiento superficial debido al calor sensible y al calor latente según la ec. (14) y la ec. (16)
$(F_{a\text{-}e,ab}/\uparrow F_{a\text{-}e,sc})_{\Delta A=0}$	Cociente crítico de equilibrio definido por las ec. (13) y ec. (40)
$\mathrm{FRD}_{(633)}$	Forzamiento radiativo directo a 633 nm
f_a	Fracción del aerosol contenida en capas atmosféricas por debajo de un cierta altitud crítica
f_{bsc}	Coeficiente relacionado con la retrodispersión hacia adelante y hacia abajo de la radiación del aerosol previamente reflejada por la superficie
f_M	Fracción de aerosol que se emite, pero que reacciona en la atmósfera para producir aerosoles secundarios
f_Q	Índice de calentamiento sensible definido como el cociente entre el calor sensible y la suma de este más el calor latente, y derivado usando el cociente de Bowen
$f(HR)$	Incremento en la sección transversal de dispersión a humedad relativa ambiente
g	Factor de asimetría
$I(\delta, \mu)$	Intensidad específica de radiación
L	Espesor geométrico, altura o distancia vertical atmosféricos
L’	Longitud de camino promedio fijado para un ángulo cenital solar promedio a una latitud, estación del año y período diurno específicos

L^*	Altura de un sector de una atmósfera donde se inserta una capa de aerosol
L_o	Altura máxima (tope) de una atmósfera molecular o cuasi-molecular contentiva de una capa de aerosol de menor espesor o grosor ($L^* = L_o - L_1$)
L_1	Altura del borde inferior de alguna capa de aerosol insertada.
m	Índice de refracción del aerosol o partícula ($= m_1 - m_2 i$)
m*	Capacidad calórica efectiva del suelo [ec. (46)]
m_2	Parte imaginaria del índice de refracción *m* de la partícula
M_a	Flujo entrante de aerosol antropogénico primario (g/año)
N	Número de partículas por unidad de volumen
$N_{c(\text{gas o aerosol})}$	Tiempo de relajación o coeficiente de enfriamiento newtoniano (día^{-1})
$n(r)$	Distribución del tamaño del aerosol atmosférico aerosol en función de su radio
O_C	Opacidad solar de las nubes
OZ	Turbidez de la atmósfera debido al ozono
$P(\Theta)$	Función angular de fase de dispersión [ec.(68)]
Q_{ext}	Coeficiente de extinción de Mie
Q_{VIS}	Energía solar total absorbida por la superficie en el visual [ec. (46)]
Q_{IR}	Energía total perdida por la superficie en el infrarrojo [ec. (46)]

$Q(\alpha, m)$, Q_{sc}	Factor de eficiencia en dispersión Mie
R_a	Reflectancia o albedo de una capa de aerosol (solamente) localizada en la CMP [ec.(48) y ec.(64)]
R_{as}	Reflectancia del sistema aerosol-superficie combinado de la CMP [ec. (49)]
R_E	Radio de la Tierra
R_S	Albedo superficial en el visual
$R_{S(633)}$	Albedo superficial a 633 nm
R	Turbidez (o turbiedad) de la atmósfera debido a la dispersión Rayleigh de los gases, excluyendo el ozono
$\mathcal{R}(\mu_o)$	Reflectividad de la atmósfera en una dirección (inclinación) particular dada por μ_o
$\overline{\mathcal{R}}(\lambda)$	Reflectividad espectral promedio de la atmósfera integrada sobre el hemisferio iluminado por el Sol, normalizado a $\pi F_{o\lambda}$
$\overline{\mathcal{R}}$	Valor de $\overline{\mathcal{R}}(\lambda)$ promedio-normalizado integrado sobre un rango particular de longitud de onda
r	Radio del aerosol o partícula
$\{SO_2\}$	Contenido de sulfuro atmosférico (Tg o kg)
$\{SO_4^=\}$	Contenido de sulfato atmosférico (Tg)
$[SO_4^=]$	Concentración de masa de sulfato atmosférico (μgm^{-3})
T	Temperatura genérica de equilibrio radiativo
T_c	Temperatura en la base de una nube

T_e	Temperatura radiativa media de equilibrio o efectiva del planeta
T_{fe}	Temperatura radiativa final de equilibrio del planeta (después de una perturbación)
$T_{o,s}$	Temperatura de equilibrio de la estratosfera en ausencia de cualquier opacidad debida al aerosol
T_p	Temperatura superficial del suelo (también como T_{superf})
T_S	Temperatura promedio global del aire cerca de la superficie terrestre
T_{20}	Temperatura estratosférica (gas + aerosol) a una altura de 20 Km
T	Transmisión genérica del medio
T_a	Transmisión de una capa de aerosol localizada en la CMP [ec.(65)]
T_a	Transmisión de una atmósfera molecular a lo largo del camino por debajo de su máxima altura L_o (tope) debido a la absorción
T_{ao}^*	Transmisión de una atmósfera molecular o quasimolecular de espesor geométrico L_o debido a la absorción según ec. (33)
T_{a1}	Transmisión de una capa de aerosol, localizada entre L_1 y L*, debido a la absorción
T_b	Transmisión de una atmósfera molecular a lo largo del camino por debajo de su máxima altura L_o (tope) debido a la retrodispersión
T_{bo}^*	Transmisión de una atmósfera molecular o quasimolecular de espesor geométrico L_o debido a la retrodispersión según ec. (33)

T_{b1}	Transmisión de una capa de aerosol, localizada entre L_1 y L^* debido a la retrodispersión
T_i	Transmisión del aire
$T_{i,aire}$	Transmisión del aire [ec.(66), ec.(67)]
$T_{i(633)}$	Transmisión del aire a 633 nm
T_{Trb}	Transmisión solar de la troposfera baja libre de nubes, pero conteniendo aerosol antropogénico
T_{Est}	Transmisión solar de la estratosfera sin nubes, pero con una cantidad variable de aerosol volcánico
T_{Trs}	Transmisión de la troposfera superior libre de polvo
$\check{T}$	Turbidez o turbiedad definido por el coeficiente de turbidez de Schüepp o índice de Schüepp
t	Tiempo
V	Índice de velo de polvo modificado
W_A	Calentamiento total de la atmósfera cuando se añaden capas de aerosol extra [ec. (36)]
W_A*	Tasa de calentamiento total debido solamente a la absorción molecular de una columna total de sección transversal unidad a lo largo del camino por debajo de L_o [ec. (35)]
W_{atm}	Cantidad de energía absorbida por la atmósfera en una unida de tiempo
$W_{atmos\text{-}superf}$	Cantidad de energía absorbida por el sistema atmósfera-superficie en una unidad de tiempo [= $W_{surf} + W_{atm}$; ec. (1), ec. (27)]
$W^*_{atmos\text{-}superf}$	Tasa de calentamiento del sistema atmósfera-superficie sin aerosol adicional cuando la atmósfera es dividida en varias capas de igual profundidad óptica (= $W_S^* + W_A^*$)

W_L	Flujo de radiación dispersada hacia adelante por el aerosol más flujo radiante transmitido o no absorbido perpendicularmente desde el cenit a través del grosor atmosférico L [ec. (2)]
W^*	Potencia del flujo radiante a una altura L^* [ec. (33)]
W_o	Potencia inicial de flujo radiante entrante genérica (entrada primaria, original o inicial)
W_o^*	Flujo de radiación dispersado hacia adelante por una atmósfera quasimolecular más el flujo de radiación transmitido o no absorbido desde el cenit a través de un espesor atmosférico L_o - L^* [ec. (32)]
W_{Lo}	Potencia inicial del flujo radiante entrante (entrada primaria, original o inicial) pero a una altura L_o [ec. (34)]
$W_{o\lambda}$	Potencia espectral inicial de flujo radiante entrante genérica (entrada primaria original o inicial) a una longitud de onda λ
$(W_o)_{\lambda=633}$	Potencia inicial de flujo radiante entrante genérica (entrada primaria, original o inicial) a 633 nm
$W_{superficial}$	Cantidad de energía absorbida por la superficie terrestre en una unidad de tiempo
W_S	Tasa de calentamiento superficial cuando se añaden al aire capas extra de aerosol
W_S^*	Tasa de calentamiento total superficial sin capas adicionales de aerosol extra

Z, z	Distancia (genérica) inclinada atmosférica
Z*	Distancia inclinada al ángulo cenital θ desde un punto sobre la superficie terrestre

Nomenclatura griega

α	Parámetro de tamaño
$\alpha_{aerosol}^{RH_r}$	Eficiencia de dispersión del aerosol (coeficiente de dispersión por masa de aerosol, m^2g^{-1}) a una baja humedad relativa de referencia de 30%
β_{bsc}	Fracción de radiación dispersada hemisféricamente hacia atrás (normalizada al albedo de simple dispersión, ϖ) [ec.(68), ec.(69)]
$\beta_{bsc,air}$	Coeficiente de retrodispersión del aire
$\beta(\mu_o)$	Fracción de radiación dispersada hacia atrás hemisféricamente (normalizada al albedo de simple dispersión, ϖ) bajo un ángulo cenital solar θ_o (= $\cos^{-1}\mu_o$).
β_{IR}	Fracción de radiación IR, dispersada hacia atrás hemisféricamente, normalizada a ϖ_{IR}
β_{VIS}	Fracción de radiación visual, dispersada hacia atrás hemisféricamente, normalizada a ϖ_{VIS}.
ΔA	Cambio en el albedo planetario [ec. (11), ec. (25)]
ΔF	Término referido como forzamiento radiativo (en la tropopausa) [ec. (6), ec.(51), ec. (55), ec.(59)].
ΔF_A	Cambio en el calentamiento atmosférico [ec. (20)]

$\Delta F_{\text{Aerosol}}$	Forzamiento radiativo por una capa de aerosol localizada en la CMP [ec.(52), ec. (55)]
$\Delta\downarrow F_D$	Exceso de radiación difusa descendente (hacia adelante) [$= \downarrow F_{D(\text{turbid})} - \downarrow F_{D(\text{clear})}$]
$\Delta\uparrow F_D$	Exceso de radiación difusa ascendente [$= \uparrow F_{D(\text{turbid})} - \uparrow F_{D(\text{clear})}$]
ΔF_G	Déficit de radiación global [$= F_{G(\text{clear})} - F_{G(\text{turbid})}$]
$\Delta\uparrow F_{\text{IR}}$	Cambio en el flujo ascendente de radiación infrarroja terrestre [ec. (43)]
ΔF_{L}	Cambio en el calentamiento superficial correspondiente al calor latente [ec. (19)]
ΔF_{S}	Cambio en el calentamiento superficial correspondiente al calor sensible [ec. (18)]
$\Delta F_{\text{S+A}}$	Cambio en el calentamiento superficial correspondiente al calor sensible más cambio en el calentamiento afectado por f_{a} [ec(21), ec.(22)]
$\uparrow\Delta\ F_{\text{r-s}}$	Cambio en la densidad del flujo de radiación reflejado por la superficie [normalizado a $(W_o/4)$] debido solamente a la presencia de aerosol atmosférico adicional [ec. (7)]
ΔR_{as}	Cambio en la reflectancia del sistema combinado aerosol-superficie definido por la ec. (50)
ΔT_{e}	Cambio en la temperatura radiativa de equilibrio [ec. (6)]
ΔT_{S}	Cambio en la temperatura promedio global cerca de la superficie terrestre [ec. (45)]
$\Delta W_{\text{atmos-superf}}$	Cambio en la cantidad de energía absorbida por el sistema atmósfera-superficie en la unidad de tiempo [ec. (28)]

δ_a	Espesor o profundidad óptica genérica del aerosol
$\delta_a(\lambda)$	Espesor o profundidad óptica del aerosol a la longitud de onda λ
$\delta_a'(\lambda)$	Profundidad óptica del aerosol a la longitud de onda λ, normalizada a la altura atmosférica L
$\delta_{ab,a}$	Profundidad óptica de absorción del aerosol.
δ_{aire}	Profundidad óptica del aire
$\delta_{a,IR}$	Profundidad o espesor óptico del aerosol en el infrarrojo
δ_{aS}	Profundidad óptica del aerosol de sulfato
$\delta_{a,VIS}$	Profundidad o espesor óptico del aerosol en el visual.
δ_{baS}	Profundidad óptica de retrodispersión del aerosol de sulfato
$\delta_{sc,a}$	Profundidad óptica de dispersión de una capa de aerosol [ec. (53)]
ε_a	Emisividad de una capa de aerosol en el visual
ε_{at}	Emisividad atmosférica
ε_{CO2}	Emisividad del dióxido de carbono
ε_{oz}	Emisividad del ozono
ε_s	Emisividad de la superficie
ε_{sc}	Emisividad de una nube
ε_v	Corrección por superposición de las emisividades del vapor de agua y del CO_2
ε_w	Emisividad del vapor de agua

η	Parámetro representativo de la turbidez atmosférica
Θ	Ángulo de dispersión
θ	Dirección angular particular de la intensidad específica radiación, medido desde la vertical (inclinación)
θ_o	Ángulo cenital solar
κ	Pendiente asociada a la representación lineal (logarítmica) de la distribución estadística del tamaño del aerosol
λ	Longitud de onda
λ_{VIS}	Longitud de onda en el visual
λ_{IR}	Longitud de onda en el infrarrojo
μ	$\cos\theta$
μ_o	$\cos\theta_o$
ρ_{aire}	Densidad del aire
ρ_p	Densidad de la partícula
σ	Constante de Boltzmann
σ_{ab}	Coeficiente de extinción de radiación debido a la absorción
σ_{bsc}	Coeficiente de extinción de radiación debido a la retrodispersión
$\sigma_{ab}^*(L,\theta)$	Coeficiente de absorción de una atmósfera molecular o quasimolecular
$\sigma_{bsc}^*(L,\theta)$	Coeficiente de retrodispersión de una atmósfera molecular o quasimolecular
$(\sigma_{ab}'/\sigma_{bsc}')_o$	Cociente crítico [ec. (23)]
$(\sigma_{ab}'/\sigma_{bsc}')_{\Delta A=0}$	Cociente crítico [ec. (26)]

$(\sigma_{ab}/\sigma_{bsc})_{\Delta W=0}$	Cociente crítico [ec. (29)]
σ_e	Coeficiente genérico de extinción
$\sigma_{e,IR}$	Coeficiente de extinción en el infrarrojo
$\sigma_{e,VIS}$	Coeficiente de extinción en el visual
σ_{fsc}	Coeficiente de dispersión hacia adelante
σ_{sc}	Coeficiente genérico de dispersión
$\sigma_{sc,S}$	Coeficiente de dispersión del aerosol de sulfato
σ_x'(x = ab, sc, bsc)	Profundidad óptica promedio fija relacionada con el ángulo cenital solar a una latitud, estación del año y período diurno específicos.
τ_a	Tiempo medio de residencia del aerosol en la atmósfera
ϖ	Albedo de simple dispersión del aerosol
ϖ_{aire}	Albedo de simple dispersión del aire
ϖ_{IR}	Albedo de simple dispersión del aerosol en el infrarrojo
ϖ_{VIS}	Albedo de simple dispersión del aerosol en el visual

Acrónimos

AAAA	Aerosoles antropogénicos altamente absorbentes
AAAD	Aerosoles antropogénicos altamente dispersivos
ADA	Delta-albedo del aerosol
CIDA	Centro de Investigación de Astronomía “Francisco J. Duarte”
CMP	Capa de mezcla planetaria

CN	Carbón negro
CO	Carbón orgánico
COA	Constant Output Atomiser
CPC	Condensation Particle Counter
DX	Difracción de rayos X
DSC	Escaneo calorimétrico diferencial
EDX	Microscopía electrónica con dispersión de rayos X
ELPI	Electrical Low-Pressure Impactor
ENOS	El Niño /Oscilación Sur
EPA	Environmental Protection Agency
ETR	Ecuación de transferencia radiativa
FAV	Fuerza Aérea Venezolana
FRD	Forzamiento radiativo directo
FRI	Forzamiento radiativo indirecto
FTIR	Espectrometría IR de Fourier
GAW	Global Atmosphere Watch
GIA	Gases de invernadero artificiales
HN	Hemisferio norte
HR	Humedad relativa
HS	Hemisferio sur
IPCC	Intergovernmental panel on climate change
IR	Infrarrojo
MARN	Ministerio del Ambiente y de los Recursos Naturales

MARS	"Mérida Atmospheric Research Station"
MBE	Modelo de balance de energía
MCG	Modelo de circulación general
MRC	Modelo radiativo convectivo
NI	Nefelómetro integrador
NICD	Nefelómetro integrador de celda directo
NIRC	Nefelómetro integrador de celda recíproco
OPAC	Optical properties of aerosols and clouds (paquete o código de computación)
PNUD	Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo
SMPS	Scanning Mobility Particle Sizer
TC	Transmisómetro de celda
TGA	Análisis termogravimétrico
TNICR	Transmisómetro-nefelómetro integrador de celda recíproco
ULA	Universidad de los Andes
WMO	World Meteorological Organization

APÉNDICE 3

LAS PARTÍCULAS ATMOSFÉRICAS O AEROSOLES: SU IMPORTANCIA Y SIGNIFICACIÓN EN LA CONTAMINACIÓN DEL AIRE

"Señor,
Fue un día, mientras caminaba en su palacio de su Majestad, en White Hall (donde yo algunas veces tengo el honor de refrescarme a mis mismo con la vista de su ilustre presencia, la cual es el regocijo de los corazones de la gente) que un presuntuoso humo emitido de uno o de dos túneles, cerca de la casa Northumberland, y no muy lejos de Scotland-Yard, invadió la Corte; que todas las habitaciones, galerías, y lugares alrededor de estas fueron llenados e infestados con tal humo; y esto a tal grado, que los hombres difícilmente pudieron discernirse, en la nube, unos con otros, y ninguno pudo soportarlo sin manifiesta inconveniencia"

John Evelyn en Fumifugium: or, the inconvenience of the aer, and smoake of London dissipated together with some remedies humbly proposed by John Evelyn Esq; to his sacred Majestie [Carlos II], and to the Parliament now assembled [1661]

El aire limpio y puro: una abstracción

Aire limpio y puro, ¿hasta dónde? Para la mayoría de la gente, y quizá como un recuerdo lejano de lo aprendido en la escuela básica, la atmósfera terrestre es aire, pero solo constituido por una mezcla de gases. Y como

todo el mundo sabe, estos gases son nitrógeno di-atómico (N_2) (78%) y oxígeno di-atómico (O_2) (21%), además del vapor de agua (H_2O), que es altamente variable, y otros gases en menor proporción,

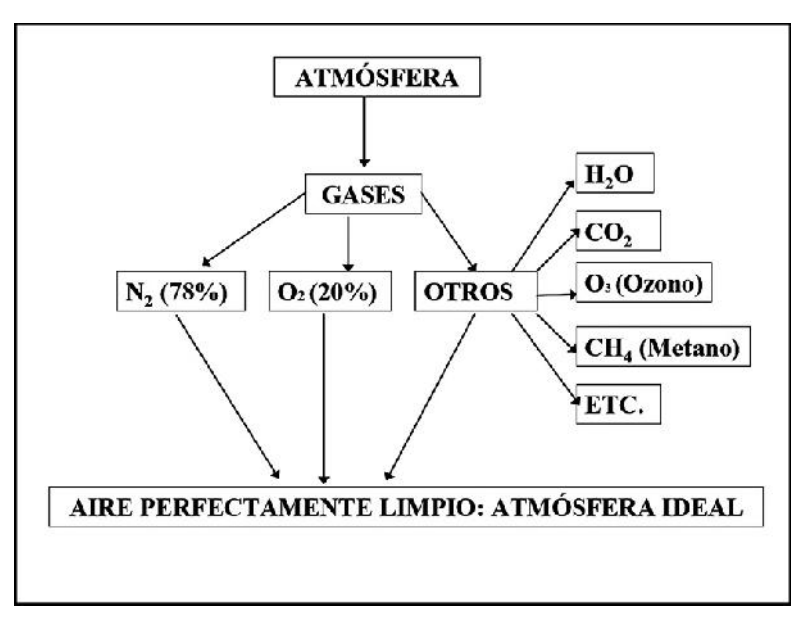


FIGURA AIII-1. Un aire perfectamente limpio sería aquel que no contuviera partículas materiales en suspensión, es decir, el que estuviese compuesto solo de gases

denominados gases traza, como dióxido de carbono (CO_2), metano (NH_4), ozono (O_3), etc. Una mezcla así constituida solo por estos gases puede idealmente ser tomada como "aire perfectamente limpio y puro" (figura AIII-1).

Pero en honor a la verdad, además de estos gases, el aire real, el de verdad-verdad, contiene otros componentes que cumplen un papel importante en varios aspectos de la atmósfera y del sistema climático en general. Comúnmente, estos componentes son llamados partículas en

suspensión o aerosoles (hidrosoles en el caso de partículas líquidas), las cuales pueden ser gases extraños a la composición natural de la atmósfera o partículas de materia sólida o líquida que tienen mucho que ver con los procesos y problemas ambientales relacionados con el aire.

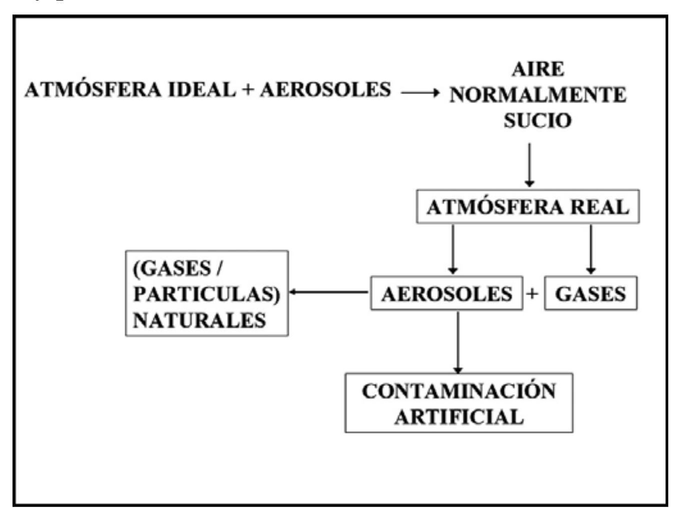


FIGURA AIII-2. El aire real contiene normalmente cierta suciedad proveniente de las partículas materiales en suspensión (aerosoles), la cual puede ser de origen natural o artificial, beneficiosa o perniciosa (contaminación)

El material eructado por volcanes (ceniza volcánica), el polen de las plantas, el polvo arrastrado por el viento, el humo producto de incendios forestales, etc., son buenos ejemplos de fuentes de aerosoles naturales enviados a la atmósfera. En este sentido, el aire, normalmente hablando, y aunque suene extraño, es más bien sucio o posee una cierta "suciedad" normal y hasta cierto punto conveniente. Si esto no le convence, deje de limpiar su casa por unos días y después pásele el dedo a los muebles; o si no, mire a través de la luz solar que entra por una ventana para que vea la cantidad de partículas que hay en el aire y que respiramos. Bajo condiciones anormales, el aire podría llegar a ser muy sucio por procesos naturales, por la naturaleza misma, como en los casos antes mencionados.

En esta situación se dice que el aire está normalmente contaminado y las partículas-aerosoles se denominan contaminantes naturales. Estos pueden ser o no ser un problema, ya que la atmósfera terrestre tiene sus propios mecanismos de limpieza (lluvia, sedimentación etc.) que lo controlan a corto o mediano plazo. Sin embargo, en algunos casos, tales mecanismos, debido a las grandes cantidades de materiales que se inyectan repentina o sostenidamente, no pueden ser por sí solos suficientes, y si este material llega a entrar más arriba, o sea, en la estratosfera, permanecerá por mayor tiempo porque allí no llueve, etc. Los aerosoles gaseosos naturales pertenecientes a estos materiales están, por supuesto, constituidos por moléculas primariamente producidas mediante una normal o anormal actividad terrestre de tipo volcánico. Esto, otra vez, puede constituirse en un problema o no para la atmósfera, dependiendo de cuán intensa sea esta actividad.

Para nuestra atmósfera, el verdadero problema comenzó cuando los seres humanos alcanzaron un desarrollo tal que adquirieron la capacidad o fueron capaces de originar contaminantes artificiales (partículas y/o gases) que desde entonces han ido a parar finalmente no solo al aire, sino también al agua y al suelo como basureros naturales. No estando la atmósfera, la hidrosfera ni la litosfera preparadas para tal función y responsabilidad, tal acción antropogénica ha puesto a la geosfera y sus diferentes componentes (esferas), principalmente a la biosfera (fauna y flora), en un peligro nunca visto antes.

El papel desempeñado por los aerosoles naturales y artificiales en la contaminación de la atmósfera terrestre será, pues, brevemente discutido en este apéndice para aclarar cuáles de ellos son convenientes o positivos y cuáles perniciosos o negativos. Para eso es conveniente primero dar una clasificación general de estos según cómo se originan desde un punto de vista químico y físico.

Tipos de partículas o aerosoles

Basado en el anterior criterio hay varios tipos de aerosoles, clasificados dependiendo del método o proceso físico o químico de generarlos o producirlos (figura AIII-3): (1) Partículas sólidas formadas por desintegración mecánica (trituración, aplastamiento, demolición, explosión, pulverización, etc.); estas son llamadas *polvo* (en inglés, *dust*). (2) Partículas sólidas producidas por reacciones físicoquímicas (combustión, sublimación y destilación); estas partículas son llamadas *emanación* (en inglés, *fume* o *haze*). (3) Partículas visibles resultantes de una combustión incompleta; estas son llamadas *humo* (en inglés, *smoke*). (4) Partículas líquidas producidas por desintegración mecánica (atomización, *sprays*, etc.) o por condensación de algún vapor; son llamadas *neblina* o *bruma* (en inglés, *mist* o *fog*). Puede haber una mezcla o combinación de humo y bruma, que en inglés se conoce con el nombre de *smog*. Este último se puede generar por un proceso fotoquímico y es característico en las grandes ciudades (*smog* fotoquímico).

TIPOS DE AEROSOLES	
Definición: Suspensión de partículas (agregados de moléculas) en un gas.	
POLVO:	Partículas sólidas formada por desintegración mecánica
EMANACIÓN:	Partículas sólidas producidas por reacciones físico-químicas
HUMO:	Partículas visibles resultado de una combustión incompleta
NEBLINA/BRUMA:	Partículas líquidas producidas por condensación de algún vapor
NUBES:	Desintegración de líquidos o condensación de vapor
SMOG:	Mezcla y/o combinación de humo y bruma (en inglés, *smog*), generados por un proceso fotoquímico (*smog* fotoquímico)

FIGURA AIII-3. Tipos de aerosol, dependiendo de la forma y métodos de generación

Contaminación atmosférica por partículas o aerosoles naturales

Tal como ilustra a continuación la figura AIII-4, la atmósfera de la Tierra es solamente una parte de un sistema interactivo más complejo que incluye la litosfera (masas de tierra), hidrosfera (lluvias, ríos, lagos, mares y océanos), biosfera (componentes biológicos de los ambientes terrestres como animales y plantas, etc.), crioesfera (nieve, casquetes polares, glaciares, etc.) y noosfera (Vernadsky, 1945) (seres humanos con sus conciencias del bien y de mal).

La atmósfera intercambia partículas-aerosoles y gases con estos otros componentes (y viceversa) por medio de diferentes procesos naturales cíclicos. Estos ciclos pueden ser periódicos o irregulares. Por ejemplo, las plantas verdes (en tierra y agua) sueltan oxígeno (fotosíntesis) o dióxido de carbono (respiración) al aire diariamente, dependiendo o no (noche) de

la luz solar, después de haber tomado del aire CO_2 y O_2 respectivamente. La respiración de los animales solo consume O_2 para devolver CO_2 todo el tiempo. Sin embargo, desde un punto de vista natural, la concentración promedio de ambos gases es hasta cierto punto estable en el tiempo; hay una especie de equilibrio entre lo que se consume y lo que se devuelve. De lo contrario, las proporciones naturales de ambos gases no serían las mismas.

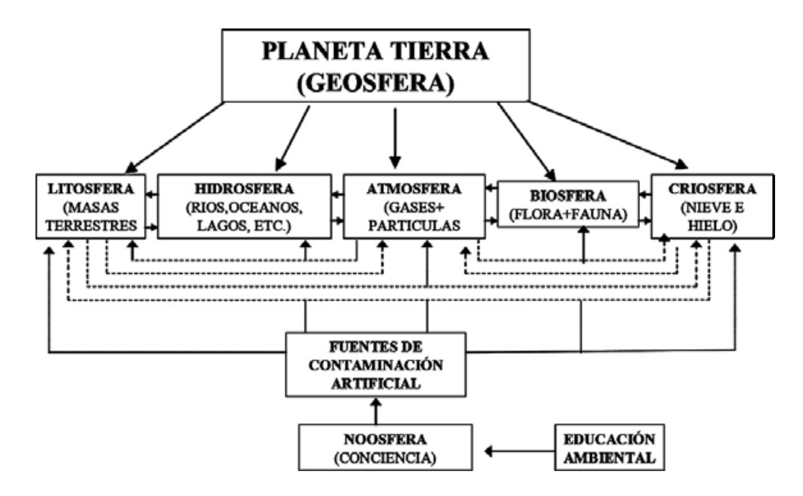


FIGURA AIII-4. El planeta Tierra (geoesfera) y sus diversos componentes interactivos, en la que se destaca la parte humana correspondiente a la conciencia (noosfera) y la acción para educarla (educación ambiental)

Un segundo ejemplo, también bien conocido, es el intercambio de agua entre la hidrosfera y la atmósfera bajo las formas de vapor de agua (evaporación) y líquido (lluvia, nubes, niebla y bruma). En este caso, la humedad, pluviosidad, nubosidad y transparencia (u opacidad) de la atmósfera son altamente variables con el tiempo, pero dependen de la estación climática. No obstante, este ciclo, llamado hidrológico, oscila alrededor de un punto de equilibrio.

Un tercer ejemplo es la entrada periódica al aire de polen de las flores y semillas que son transportadas por el viento para los procesos de polinización e inseminación natural en el reino vegetal, obviamente, también en equilibrio dinámico.

Un cuarto ejemplo es el período de retorno de incendios forestales que sueltan humo y partículas de carbón al aire cada año. Y un quinto ejemplo es el caso de los aerosoles de polvo mineral, que normalmente van al aire, producidos en los procesos naturales de erosión superficial del suelo y de las rocas y piedras. En estos ejemplos, la atmósfera posee una mezcla de gases y partículas, variable en el tiempo, la cual, hasta cierto punto, puede ser considerada normalmente sucia pero sin serias consecuencias.

No obstante, en otros ejemplos y bajo condiciones anormales, el aire puede llegar a ser mucho más sucio de lo normal, transformándose nominalmente en contaminado; por ejemplo, las tormentas de arena en los desiertos localmente concentradas, inyectan cíclicamente grandes cantidades de polvo y arenilla en la atmósfera (figura 5). También, de vez en cuando, fuertes actividades volcánicas (explosiones) pueden eructar toneladas de gases y aerosoles hacia la atmósfera (figura 6). Esto último puede causar serias consecuencias a la salud y al clima. En el siglo XIX (1815), un volcán en Indonesia llamado Tambora eructó aproximadamente 100 millones de kilómetros cúbicos de material a la atmósfera. Como resultado, al año siguiente (1816), el verano en Inglaterra no fue tan caliente como de costumbre y alguna nieve cayó (!) (véase el Intermedio B o el artículo "Anomalía en 1816" de Marcos Peñaloza-Murillo, *El Nacional*, 11 febrero 2007, p. A9). Lo llamaron 'el año sin verano'. En menor medida, en recientes décadas, el monte Pinatubo en Filipinas, el Monte Santa Elena en el estado norteamericano de Washington y el volcán El Chichón en México, son también buenos ejemplos de causas naturales por las cuales

puede producirse una contaminación, a escala local, regional y, quizá global, de la atmósfera por aerosoles y gases del mismo origen.

Nos referiremos a continuación a la contaminación atmosférica por aerosoles antropogénicos, así como a la contaminación general (o combinada) del aire por ambos aerosoles atmosféricos, tanto aquellos de origen natural como antrópico.

Contaminación atmosférica por partículas o aerosoles antropogénicos

Desde el comienzo de la era industrial en 1860, los ambientes terrestres, acuático-marinos y aéreos siempre han sido los botaderos finales de toda la basura, desperdicios, escombros y demás inmundicias producidas por las sociedades modernas. La hidrosfera y la atmósfera han sido las partes de la geosfera más afectadas e impactadas por la actividad humana desarrollada a partir de esta era. En el caso de la atmósfera, esta recibe diferentes clases de gases y partículas que se originan principalmente por la actividad agrícola y por la combustión de millones de toneladas de combustible fósil y petróleo por año para poder satisfacer las necesidades de consumo de energía de la civilización moderna, etc. (figuras 10 y 11). Este material nocivo para la salud, el clima y el bienestar está constituido, entre otros, por dióxido de carbono y compuestos de sulfuro, nitrógeno, ozono (troposférico), etc.

Especial atención mereció en el siglo pasado una nueva clase de aerosol artificial molecular, el cual ha sido soltado al aire por muchos años, durante el uso de aparatos comerciales domésticos e industriales y propelentes, y que ha sido capaz de llegar hasta la estratosfera. Estamos hablando aquí de los famosos freones o CFCs (cloroflurocarbonos), que contribuyeron a la industria refrigerante a cumplir su cometido y actuaron como solventes en otras aplicaciones. Su acción "catalítica", en el sentido positivo aquí abajo

en la tierra, continuó, en el sentido negativo, allá arriba en la ozonósfera, desgastando su concentración con las consecuencias conocidas por todos (los "huecos de ozono") (Peñaloza-Murillo, 2014). Se estimó que aproximadamente un 90% de la producción de estas sustancias ya subió a la estratosfera, en donde se halla la ozonósfera (capa de ozono).

La contaminación general de la atmósfera

Se deduce entonces que una posible contaminación general de la atmósfera a cualquier escala, ya sea local, regional, nacional, hemisférica o global, y a cualquier nivel (troposférico o estratosférico), se debe a dos componentes: uno de origen natural y otro de origen artificial. La primera es causada por contaminantes naturales y la segunda por contaminantes artificiales que tienen sus fuentes en la actividad antrópica. Obviamente, algún aerosol natural como el polen y semillas es esencial para preservar la vida en la Tierra. El polvo es indispensable para producir la lluvia, actuando como núcleo de condensación. Otros, como gases, polvo y ceniza de la actividad volcánica, pueden potencialmente modificar las condiciones climáticas normales y el tiempo atmosférico a escala global, regional o local a corto o largo plazo. Los aerosoles naturales transportados a través del aire ayudan a preservar los sistemas biológicos y ecológicos, pero también pueden ser dañinos en el caso de eventos extremos extraordinarios.

Los aerosoles artificiales trasportados por el viento producen siempre daño a los sistemas antes referidos, así como también a los sistemas artificiales. Por ejemplo, los daños estructurales causados a edificios antiguos e históricos, estatuas, obras de arte al aire libre, etc., por aerosoles formados por dióxido de sulfuro o ácido sulfúrico. El *smog* fotoquímico es causa tanto de problemas de salud como de enfermedades respiratorias, de los ojos, etc., en grandes ciudades contaminadas con baja calidad de aire.

Comentarios finales

El estudio y control de la contaminación artificial del aire, en todas sus escalas y niveles, es una necesidad y obligación de los entes nacionales y supranacionales. Como esta viene normalmente mezclada con la componente natural, hay que saber identificarla con métodos apropiados (apéndice 1). Pero a largo plazo es perniciosa y hasta acumulativa, contrariamente a la natural, que aún en episodios extremos inevitables forma parte de un equilibrio dinámico natural en procesos cíclicos geoquímicos convenientes y necesarios para preservar la vida en la Tierra.

Por nuestra parte hemos preparado el proyecto presentado en el apéndice 1. Investigadores y estudiantes de la comunidad científica nacional están invitados a incorporase a él, esperando que algún ente oficial y/o privado sepa de su existencia a través de este libro y esté dispuesto a aportar recursos para su financiamiento. En esta forma queremos participar de ese estudio y control que esa necesidad y obligación nos impone.

Cada vez que recordamos, entre otras cosas, que una persona, cada vez que respira en un medio urbano, inhala aproximadamente del orden de decenas de miles de partículas compuestas por diversas sustancias como sulfatos de amonio, nitratos, ácido sulfúrico, polvo, cientos de compuestos orgánicos (algunos de los cuales son cancerígenos), etc., nos sentimos aun más comprometidos. Considerando que un adulto (masculino) ingiere al día aproximadamente 13.5 kg de aire, en comparación con los 1.2 kg de comida y 2 kg de agua, la calidad del aire respirado es al menos tan importante como la calidad de la comida que comemos y el agua que bebemos… día a día.

REFERENCIAS

La bibliografía que aparece citada en este libro es muy extensa. Sin embargo, todo este material no es suficiente para cubrir la enorme cantidad de publicaciones dedicadas al tema. Todos los días aparecen artículos en revistas, libros, textos, etc., relacionados con este tópico, muchos de los cuales son muy especializados, o altamente especializados, y que por lo tanto no han tenido mayor cabida en esta obra. Las referencias que aparecen a continuación proporcionan una buena panorámica disponible hasta la fecha de publicación del presente texto, y constituye una guía útil para quienes deseen, por áreas y a diferentes niveles, profundizar sus conocimientos.

Abbatt, J.P.D., Broekhuizen, K., Kumar, P.P. (2005) Cloud condensation nucleus activity of internally mixed ammonium sulfate/organic acid aerosol particles. *Atmos. Environ.* 39, 4767-4778.

Abbot, Ch.G., Fowle, F.E. (1913). Volcanoes and climate. Smithsonian Miscellaneous Collection 60, 1-24.

Abu-Rahmah, A., Arnott, W.P., Moosmüller, H. (2006) Integrating nephelometer with a low truncating angle and an extended calibration scheme. *Meas. Sci. Technol.* 17, 1723-1732.

Acevedo, M.F., Jaimez, R., Martín, C.E., Tonella, G., Harwell, M.A. (1995) Assessing potential impacts of CO_2 and deforestation-induced climate change on maize and black bean in Venezuela. *Ecotróp.* 8, 39-52.

ACKERMAN, T.P. (1992) A tutorial on global atmospheric energetic and greenhouse effect. En: AIP Conference Proceedings 247, *Global Warming: Physics and Facts* (B.G. Levi, D. Hafemeister, & R. Scriber, Edits.) American Institute of Physics. New York; pp.1-23.

ADAMS, F., DAMS, R., GUZMÁN, L., WINCHESTER, J.W. (1977) Background aerosol composition on Chacaltaya mountain, Bolivia. *Atmos. Environ.* 11, 629-634.

ALAMARO, M.J., MICHELE, J., PUDOV, V. (2006) A preliminary assessment of inducing anthropogenic tropical cyclones using free jets and the potential for hurricane mitigation. *J. Weather Mod.* 38, 32-96.

ALKEZWEENY, A.J. (1995) Trend analyses of sulfur dioxide emissions and sulfate concentrations and their application to global cooling. *Atmósfera* 8, 91-97.

ALLEN, R. (1980) The impact of CO_2 on world climate. *Environment* 22, 6-13/37-38.

ALLEY, R. (2005) Cambio climático brusco. *Invest. & Ciencia* Nº 240, 42-49.

ALMQVIST, E. (1974) An analysis of global air pollution. *Ambio* 3, 161-167.

ALONSO, S., RAMIS, C. (1996) Una pequeña introducción al estudio del clima de la Tierra y del cambio climático. *Rev. Esp. Fís.* 10, 6-8.

ALONSO, S., JIMÉNEZ, M.A. (1999). ¿Qué son los modelos de simulación del clima? *Rev. R. Acad. Cienc. Exact. Fís. Nat.* (Esp) 93 (1), 45-56.

AMBIO (1983) Nuclear War - The Aftermath. A special Ambio publication under the auspices of the Royal Swedish Academy of Sciences. Pergamon Press; 196 pp.

ANDERSON T. L., COVERT, D.S., MARSHALL, S.F., LAUCKS, M.L., CHARLSON, R.J., WAGGONER, A.P., OGREN, J.A., CALDOW, R., HOLM, R.L., QUANT, F.R., SEM, G.J., WIEDENSOHLER, A., AHLQUIST, N.A., BATES, T.S. (1996) Performance characteristics of a high-sensitivity, three-wavelength, total scatter/backscatter nephelometer. *J. Atmos. Oceanic Tech*. 13, 967-986.

ANDERSON, T. L., OGREN, J.A. (1998) Determining aerosol radiative properties using the TSI 3563 integrating nephelometer. *Aerosol Sci. Tech*. 29, 57-69.

ANDERSON, T.L., CHARLSON, R.J., SCHWARTZ, S.E., KNUTTI, R., BOUCHER, O., RODHE, H., HEITZENBERG, J. (2003) Climate forcing by aerosols – a hazy picture. *Science* 300, 1103-1104.

ANDERSSON, B., WALLIN, A. (2000) Student's understanding of the greenhouse effect, the societal consequences of reducing CO_2 emissions and the problem of ozone layer depletion. *J. Res. Sci. Teach*. 37, 1096-1111.

ANDREADE, M.O. (1995) Climate effects of changing atmospheric aerosol levels. En: *World Survey of Climatology*, Vol. 16: Future Climates of the World (A. Henderson-Sellers edits.). Elsevier, Amsterdam, 347-398.

ANDREADE, M.O., ROSENFELD, D. (2008) Aerosol-cloud-precipitation interactions. Part 1. The nature and sources of cloud-active aerosols. *Earth-Sci. Rev*. 89, 13-41.

ANDRESSEN, R., ROBOCK, A., ACEVEDO, M. (1996) Escenarios de cambio climático por efecto invernadero y deforestación para Venezuela. *Rev. Geog. Vzlna*. 37, 221-250.

ÅNGSTRÖM, A. (1929) On the atmospheric transmission of sun radiation and on dust in the air. *Geografiska Annal.*11, 156-166.

ÅNGSTRÖM, A. (1930) On the atmospheric transmission of sun radiation, II. *Geografiska Annal*. 12, 130-159.

ÅNGSTRÖM, A. (1961) Techniques of determining the turbidity of the atmosphere. *Tellus* 13, 214-223.

ÅNGSTRÖM, A. (1964) The parameters of atmospheric turbidity. *Tellus* 16, 64-75.

ARAUJO ZAMBRANO, Z. (1982). Contaminación Atmosférica por Monóxido de Carbono en el Centro de Caracas, Estación El Silencio. En: *Informes Técnicos*, Ministerio del Ambiente y de los Recursos Naturales Renovables (MARNR). Caracas.

ARCTOWSKI, H. (1915) Volcanic dust veil and climatic variations. *Ann. N.Y. Acad. Sc*. 24, 149-174.

ARIMOTO, R. (2001) Eolian dust and climate: relationships to sources, tropospheric chemistry, transport and deposition. *Earth-Sci. Rev.* 54, 29-42.

ARIMOTO, R. (2003) Sources and composition of aerosol particles. En: *Handbook of Weather, Climate, and Water: Atmospheric Chemistry, Hidrology, and Societal Impacts* (T.D. Potter & B.R. Colman, edits.). Wiley & Sons, Inc., pp. 193-214.

Arrhenius, S. (1896) On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature on the ground. *The Philos. Mag.* 41, 237-276.

Aseykin, R.N. (1938) Pyl'kak katalizator protsessov Teploobmena mezhdu zemnoy poverkhnestyu I Svobodnoy Atmosferoy (Polvo como un catalizador en el intercambio de calor entre la superficie de la Tierra y la atmósfera libre). *Izvestiya Akademii Nauk SSSR, Seriya Geografich eskaya i Geofizicheskaya*, Nº 1, 53-61.

Ashburn, E.V., Weldon, R.G. (1956) Spectral diffuse reflectance of desert surfaces. *J. Opt. Soc. Am.* 8, 583-586.

Asnani, G.C. (1984) Energy balance models of climate - a review. *Current Sci.* 53, 829-838.

Atwater, M.A. (1970) Planetary albedo changes due to aerosols. *Science* 170, 64-66.

Atwater, M.A. (1971) Radiative effects of pollutants in the atmospheric boundary layer. *J. Atmos. Sci.* 28, 1367-1373.

Aubrecht, G.J. (1988) Trace gases, CO_2, climate, and the greenhouse effec. *The Phys. Teach*. 26, 145-152.

Bach, W. (1976) Global air pollution and climate change. *Rev. Geophys. Space Phys*. 14, 429-474.

Bach, W. (1979) Short-term climatic alterations caused by human activities: status and outlook. *Prog. Phys. Geog*. 3, 55-83.

BAES, C.F., GOELLER, H.E., OLSON, J.S., ROTTY, R.M. (1977) Carbon dioxide and climate: the uncontrolled experiment. *Am. Sci.* 65, 310-320.

BAKAN, S., HINZPETER, H. (1988) Atmospheric Radiation. En: *Landolt-Börnstein Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology*, New Series, V/4b (Edited by G. Fischer. Springer-Verlag, Berlin), pp.110-186.

BAKER, M.B., COLETTI, A. (1982) Uncertainties in the evaluation of the shortwave radiative properties of an aerosol layer due to experimental and numerical errors. *Appl. Opt.* 21, 2244-2252.

BALDWIN, B., POLLACK, J.B., SUMMERS, A., SAGAN, C., VAN CAMP, W. (1976) Stratospheric aerosols and climate change. *Nature* 263, 551-555.

BALLING, R.C. (1994) Greenhouse gas and sulfate aerosol experiments using a simple global-energy-balance model. *Phys. Geog.* 15, 299-309.

BARBER P.W., HILL, S.C. (1990) Light Scattering by Particles: Computational Methods. World Scientific. Singapore; pp.187-254.

BARKER, J.R., ROSS, M.H. (1999) An introduction to global warming. *Am. J. Phys*. 67, 1216-1226.

BARON, P.A., HEITBRINK, W.A. (1993) Factors affecting aerosol measurement quality. En: *Aerosol Mesaurement - Principles, Techniques and Applications* (K. Willeke & P.A. Baron, edits.) Van Nostrand-Reinhold. New York; pp. 130-145.

BARRETT, E.W. (1971) Depletion of short wave irradiance at the ground by particles suspended in the atmosphere. *Solar Energy* 13, 323-337.

BARRETT, E.W., LANDSBERG, H.E. (1975) Inadvertent weather and climate modification. *CCR Crit. Rev. Environ. Control* 6, 15-90.

BARRING, L. (1993) Climate - change or variation. *Climatic Change* 25, 1-13.

BARROS, V. (2007) El Cambio Climático - ¿Cuántas Catástrofes antes de Actuar? 1ra ed. Colombia: Ediciones desde abajo; 175 pp.

BARRY, R.G. (1979). Recent advances in climate theory based on simple climate models. *Prog. Phys. Geog.* 3 (1), 119-131.

BARTHOLET, J (2012a) Swept from Africa to the Amazon. *Sci. Am.* 306, 44-49.

BARTHOLET, J. (2012b) De África al Amazonas. *Invest. & Ciencia* Nº 42, 30-35.

BEER, J., MENDE, W., STELLMACHER, R. (2000) The role of the sun in climate forcing. *Quater. Sci. Rev.* 19, 403-415.

BENARIE, M.M. (1981) Aerosols and climate. *J. Aerosol Sci.* 12, 164-167.

BERGLEN, T., ISAKSEN, I., SUNDET, J. (2004) A global model for the coupled sulphur/oxidant chemistry of the troposphere: the sulphur cycle. *J. Geophys. Res*. 109 (D19), D19310 10.1029/2003JD003948.

BERGSTRÖM, R. W. (1972) Prediction of the spectral absorption and extinction coefficients of an urban air pollution aerosol model. *Atmos. Environ.* 6, 247-258.

BERGSTRÖM, R.W. (1973) Extinction and absorption coefficients of the atmospheric aerosol as a function of particle size. *Contrib. Atmos. Phys.* 46, 223-234.

Bergström, R.W., Viskanta, R. (1973) Prediction of the solar radiant flux and heating rates in a polluted atmosphere. *Tellus* 25, 486-498.

Bhardwaja, P.S., Herbert, J., Charlson, R.J. (1974) Refractive index of atmospheric particulate matter: an in-situ method for determination. *Appl. Opt.* 13, 731-734.

Bingen, C., Fussen, D., Vanhellemont, F. (2006) A review of stratospheric aerosol characterization. *Adv. Space Res*. 38, 2433-2445.

Blackstock, J.J., Battisti, D.S., Caldeira, K., Eardly, D.M., Katz, J.J., Weith, D.W., Patrinos, A.A.N., Schrag, R.H., Koonin, S.E. (2009) Climate Engineering Responses to Climate Emergencies. The Novim Group Report. Santa Bárbara, CA; 66 pp. [disponible en <http://arxiv.org/pdf/0907.5140>].

Blais, B. (2003) Teaching energy balance using round numbers. *Phys. Educ.* 38, 519-525.

Blanchet, J.P., List, R. (1987) On radiative effects of anthropogenic aerosol components in Artic haze and snow. *Tellus* 39B, 293-317.

Blanco, A.J., McIntyre, R.G. (1972) An infrared spectroscopy view of atmospheric particulates over El Paso, Texas. *Atmos. Environ*. 6, 557-562.

Blanco, A.J., Hoidale, G.B. (1968) Microspectrophotometric technique for obtaining the infra-red spectrum of microgram quantities of atmospheric dust. *Atmos. Environ.* 2, 327-330.

BLIFFORD, I.H., RINGER, L.D. (1969) The size and number distribution of aerosols in the continental troposphere. *J. Atmos. Sci.* 26, 716-726.

BLIFFORD, I.H., GILLETTE, D.A. (1971) Applications of the log-normal frequency distribution to the chemical compostion and size distributions of naturally occurring atmospheric aerosols. *Water Air Soil Pollut.* 1, 106-114.

BLIFFORD, I.H., GILLETTE, D.A. (1972) The influence of air origin on the chemical composition and size distribution of tropospheric aerosols. *Atmos. Environ.* 6, 463-480.

BLIFFORD, I.H., GILLETTE, D.A. (1973) An automated particle analysis system. *Microscope* 21, 121-130.

BLUTH, G.J.S., SCHNETZLER, C.C., KRUEGER, A.J., WALTER, L.S. (1993) The contribution of explosive volcanism to global atmospheric sulphur dioxide concentrations. *Nature* 366, 327-329.

BLUTH, G.J.S., ROSE, W.I., SPROD, I.E., KRUEGER, A.J. (1997) Stratrospheric loading of sulphur from explosive volcanic eruptions. *J. Geol.* 105, 671-683.

BODANSKY, D. (1996) May we engineer the climate? *Climatic Change* 33, 309-321.

BODENNMANN, T., BRÖNNIMANN, S., HADORN, G.H., KRÜGER, T., WEISSERT, H. (2011) Perceiving, explaining, and observing climatic changes: an historical case study of the "year without a summer" 1816. *Meteorol. Z.* 20, 577-587.

BODHAINE, B.A. (1983) Aerosol measurements at four background sites. *J. Geophys. Res.* 88 (C15), 10753-10768.

BODHAINE, B.A. (1995) Aerosol absorption measurements at Barrow, Mauna Loa and the South Pole. *J. Geophys. Res.* 100 (D5), 8967-8975.

BODHAINE, B.A., MENDOCA, B.G. (1974) Preliminary four wavelength nephelometer measurements at Mauna Loa Observatory. *Geophys. Res. Lett.* 1, 119-122.

BODHAINE, B.A., HARRIS, J.M., HERBERT, G.A. (1981) Aerosol light scattering and condensation nuclei measurements at Barrow, Alaska. *Atmos. Environ.* 15, 1375-1389.

BODHAINE, B.A., HARRIS, J.M., OGREN, J.A., HOFMANN, D.J. (1992) Aerosol optical properties at Mauna Loa observatory: long-range transport from Kuwait? *Geophys. Res. Lett.* 19, 581-584.

BOEKER, E., VAN GRONDELLE, R., BLANKERT, P. (2003) Environmental physics as a teaching concept. *Eur. J. Phys.* 24, 559-568.

BOHREN, C.F. (1987) Multiple scattering of light and some of its observables consequences. *Am. J. Phys.* 55, 524-533.

BOHREN, C.F. (1991) Comment on “Newton’s law of cooling - a critical assessment”, by Colm T. O’Sullivan [Am. J. Phys. 58, 956-960 (1990)]. *Am. J. Phys*. 59 (11), 1044-1046.

BOHREN, C.F., HUFFMAN, D.R. (1986) Absorption and Scattering of Light by Small Particles. Wiley, 530 pp.

Bohren, C.F., Clothiaux, E.E. (2006) Fundamentals of Atmospheric Radiation. Wiley-VCH Verlag GmH & Co. KGaA, Weinheim; 472 pp.

Bolin, B., Persson, C. (1975) Regional dispersion and deposition of a atmospheric pollutants with particular application to sulphur pollution over Western Europe. *Tellus* 27, 281-310.

Bolin, B., Charlson, R.J. (1976) On the role of tropospheric sulfur cycle in the shortwave radiative climate. *Ambio* 5, 47-54.

Bony, S., Colman, R., Kattsov, V.M., Allan, R.P., Bretherton, C.S., Dufresne, J-L., Hall, A., Hallegatte, S., Holland, M.M., Ingram, W., Randall, D.A., Soden, B.J., Tselioudis, G., Webb, M.J. (2006) How well do we understand and evaluate climate change feedback processes? *J. Climate* 19, 3445-3482.

Boucher, O. (1995) GCM estimate of the indirect aerosol forcing using satellite-retrieved cloud droplet effective radii. *J. Climate* 8, 1403-1409.

Boucher, O., Anderson, T.L. (1995) General circulation model assessment of sensitivity of direct climate forcing by anthropogenic sulfate aerosols to aerosol size and chemistry. *J. Geophys. Res.*100, 26117-26134.

Boucher, O., Schwartz, S.E., Ackerman, T.P., Anderson, T.L., Bergstrom, B., Bonnel, B., Chýlek, P., Dahlback, A., Fouquart, Y., Fu, Q., Halthore, R.N., Haywood, J.M., Iversen, T., Kato, S., Kinne, S., Kirkvåg, A., Knapp, K.R., Lacis, A., Laszlo, I., Mishchenko, M.I., Nemesure, S., Ramaswamy, V., Roberts, D.L., Russell, P., Schlesinger, M.E., Stephens, G.L., Wang, M., Wong, J., Yang, F. (1998) Intercomparison of models representing direct shortwave

radiative forcing by sulfate aerosols. *J. Geophys. Res.* 103D, 16979-16998.

Boucher, O., Moulin, C., Belviso, S., Aumont, O., Bopp, L., Cosme, E., von Kuhlmann, R., Lawrence, M. G., Pham, M., Reddy, M. S., Sciare, J., Venkataraman, C. (2002) Sensitivity study of dimethylsulphide (DMS) atmospheric concentrations and sulphate aerosol indirect radiative forcing to the DMS source representation and oxidation. *Atmos. Chem. Phys. Disc.* 2, 1181-1216.

Boucher, O., Pham, M. (2002) History of sulfate aerosol radiative forcings. *Geophys. Res. Lett.* 29 (9), 22-1 - 22-4.

Boucher, O., Moulin, C., Belviso, S., Aumont, O., Bopp, L., Cosme, E., von Kuhlmann, R., Lawrence, M. G., Pham, M., Reddy, M. S., Sciare, J., Venkataraman, C. (2003) DMS atmospheric concentrations and sulfate aerosol indirect radiative forcing: a sensitivity study to the DMS source representation and oxidation. *Atmos. Chem. Phys.* 3, 49-65.

Boutle, I., Taylor, R.H.S., Römer, R.A. (2006) El Niño and the delayed action oscillator. Publicación arXiv (ADS website): physics/0603083v1 [physics.ao-ph] (<http://arxiv.org/PS_cache/physics/pdf/0603/0603083v1.pdf>; 13 pp.).

Boutle, I., Taylor, R.H.S., Römer, R.A. (2007) El Niño and the delayed action oscillator. *Am. J. Phys*. 75, 15-24.

Box, M.A., Gerstl, S.A.W., Simmer, C. (1989a) Computation of radiative atmospheric effects via perturbation theory. *Beitr. Phys. Atmos.* 62, 193-199.

BOX, M.A., CROKE, B., GERSTL, S.A.W., SIMMER, C. (1989b) Application of the perturbation theory for atmospheric radiative effect: aerosol scattering atmospheres. *Beitr. Phys. Atmos.* 62, 200-211.

BOX, M.A., TRAUTMANN, T. (1994) Computation of anthropogenic sulfate aerosol forcing using radiative perturbation theory. *Tellus* (B) 46, 33-39.

BRASLAU, N., DAVE, J.V. (1973a) Effect of aerosols on the transfer of solar energy through realistic model atmospheres. Part I: nonabsorbing aerosols. *J. Appl. Meteorol.*12, 601-615.

BRASLAU, N., DAVE, J.V. (1973b) Effect of aerosols on the transfer of solar energy through realistic model atmospheres. Part II: partly-absorbing aerosols. *J. Appl. Meteorol.*12, 616-619.

BREITBEIL, F.W. (1973) Environmental pollution. *The Sci. Teach*. 40, 21-25.

BRIDGMAN, CH.J. (1989) Sunlight attenuations in nuclear winter. *Am. J. Phys.* 57, 166-170.

BROECKER, W.S. (1975) Climate change: are we on the brink of a pronounced global warming? *Science* 189, 460-463.

BROOKS, S.D., DEMOTT, P.J., KREIDENWEIS, S.M. (2004) Water uptake by particles containing humid materials and mixtures of humid materials with ammonium sulfate. *Atmos. Environ.* 38, 1859-1868.

BROWNE, K.P., LAWS, P.W. (2003) Exploring the greenhouse effect through physics-oriented activities. *Phys. Educ.* 38, 115-122.

BROYLES, A.A. (1985) Smoke generation in a nuclear winter. *Am. J. Phys*. 53, 323-337.

BRYSON, R.A. (1968) All other factors being constant… A reconciliation of several theories of climate change. *Weatherwise* 21, 56-61, 94.

BRYSON, R.A. (1974) A perspective on climate change. *Science* 184, 753-760.

BRYSON, R.A., WENDLAND, W.M. (1968) Climatic effects of air pollution. En: *Global Effects of Environmental Pollution*, Singer, Ed. Springer-Verlag, New York; pp. 130-138.

BRYSON, R.A., DITTBERNER, G.J. (1976) A non-equilibrium model of hemispheric mean surface temperature. *J. Atmos. Sci.* 33, 2094-2106.

BRYSON, R.A., DITTBERNER, G.J. (1977) Reply. *J. Atmos. Sci.* 34, 1821-1824.

BUCHOLTZ, A. (1995) Rayleigh-scattering calculations for the terrestrial atmosphere. *Appl. Opt.* 34, 2765-2773.

BUDYKO, M.I. (1969a) Climate change. *Sov. Geogr.* 10, 429-457.

Budyko, M.I. (1969b) The effect of solar radiation variations on the climate of the earth. *Tellus* 21, 611-619.

BUDYKO, M.I. (1974) Climate and Life. Academic Press; 508 pp. (ver pp. 249, 294, 295 y 299).

BULLRICH, K. (1964) Scattered radiation in the atmosphere and the natural aerosol. *Adv. Geophys.* 10, 101-257.

Busek, P.R. Schwartz, S.E. (2003) Tropospheric aerosol. *Treat. Geochem.* 4, 91-142.

Butler, J.D., MacMurdo, S.D., Stewart, C.J. (1976) Characterization of aerosol particulates by scanning electron microscope and X-ray energy fluorescence analysis. *Int. J. Environ. Stud.* 9, 93-103.

Bye, J.A.T. (1996) Coupling ocean-atmosphere models. *Earth-Sci. Rev.* 40, 149-162.

Cabane, M., Chassefière, E. (1995) Laboratory simulations of Titan's atmosphere: organic gases and aerosols. *Planet. Space Sci.* 43, 47-65.

Cáceres, R. y col. (1979) Estudio Integral sobre la Contaminación Atmosférica en el Valle de Caracas. Ministerio del Ambiente y de los Recursos Naturales Renovables, Dirección General de Información e Investigación del Ambiente, DISCA. Caracas; 140 pp.

Cadle, R.D. (1972) Composition of the stratospheric "sulfate" layer. *Trans. Am. Geophys. Union* 53, 812-820.

Cadle, R.D., Grams, G.W. (1975) Stratospheric aerosols and their optical properties. *Rev. Geophys. Space Phys.* 13, 475-501.

Caimi, E. A. (1979) La Energía Radiante en la Atmósfera. Cuadernos EUDEBA (225), Editorial Universitaria de Buenos Aires, Universidad de Buenos Aires, 67 pp.

Callendar, G.S. (1949) Can carbon dioxide influence climate? *Weather* 4, 310-314.

CALLANDER, B.A. (1997) Global climate change – the latest scientific understanding. *GeoJ.* 42, 55-63.

CANUTO, V.M. (1995) Greenhouse effect and related problems. *Earth Moon Planets* 70, 75-78.

CAPONI, C., ROSALES, A. (1992) Venezuelan policies and responses on climate change and natural hazards. En: *The World at Risk: Natural Hazards and Climate Change.* AIP Conference Proceedings 277 (Proceedings of a Symposium Hosted by the MIT Center for Global Change Science; R. L. Bras & R. G. Prinn, edits.) MIT Center for Global Change Science; pp. 343-346.

CAPUANO, V., MARTÍN, J. (2007) Calentamiento global del planeta Tierra: un ejemplo de equilibrio dinámico. *Rev. Enseñanza Fís*. 20 (1-2), 91-110.

CARLSON, T.N., BENJAMIN, S.G. (1980) Radiative heating rates for Saharan dust. *J. Atmos. Sci.* 37, 193-213.

CARPIO CASTILLO, R. (1954). Introducción al estudio del clima urbano de Maracaibo. *Acta Cient. Vzlana* 5 (5), 166-168.

CARSLAW, K.S., PETER, T., CLEGG, S.L. (1997) Modeling the composition of liquid stratospheric aerosols. *Rev. Geophys.* 35, 125-154.

CASELLI, M. (1992). La Contaminación Atmosférica. Causas y Fuentes - Efectos sobre el Clima, la Vegetación y los Animales. Siglo Veintiuno Editores, México; 192 pp.

CEDEÑO, F., GUEVARA, E., CHO, A. (2007) Métodos y recolección de datos de las 36 estaciones meteorológicas de Venezuela. En: *Meteorología y*

Física Atmosférica - Visión Novel del Cambio Climático Global (N. Falcón & C. Vega, edits.). Universidad de Carabobo, Valencia, Edo. Carabobo (Venezuela); pp. 189-204.

CHANDRASEKHAR, S. (1960) Radiative Transfer. Dover, New York; 393 pp.

CHANGNON, S.A., LAMBRIGHT, W.H. (1987) The rise and fall of federal weather modification policy. *J. Weather Mod.* 19, 1-12.

CHARLOCK, T.P., SELLERS, W.D. (1980) Aerosol effects on climate: calculations with time-dependent and steady-state radiative-convective models. *J. Atmos. Sci.* 37, 1327-1341.

CHARLSON, R.J., HORVATH, H., PUESCHEL, R.F. (1967) The direct measurement of atmospheric light scattering coefficient for studies of visibility and pollution. *Atmos. Environ.* 1, 459-478.

CHARLSON, R.J. (1969) Atmospheric visibility related to aerosol mass concentration – a review. *Environ. Sci. Tech.* 3, 913-918.

CHARLSON, R.J. , PILAT, M.J. (1969) Climate: the influence of aerosols. *J. Appl. Meteorol.* 8, 1001-1002.

CHARLSON, R.J., PILAT, M.J. (1971) Reply. *J. Appl. Meteorol.*10, 841-842.

CHARLSON, R.J., HARRISON, H., WITT, G. (1972) Aerosol concentrations: effect on planetary temperatures. *Science* 175, 95-96.

CHARLSON, R.J., PORCH, W.M., WAGGONER, A. P., AHLQUIST, N.C. (1974a) Background aerosol light scattering characteristics: nephelometric

observations of Mauna Loa Observatory compared with results at other remote locations. *Tellus* 26, 345-360.

CHARLSON, R.J., VANDERPOL, A.H., COVERT, D.S., WAGGONER, A.P., AHLQUIST, N.C. (1974b) $H_2SO_4/(NH_4)_2SO_4$ background aerosol: optical detection in St. Louis region. *Atmos. Environ.* 8, 1257-1267.

CHARLSON, R.J. (1980) The integrating nephelometer. *Atmos. Tech.* No.12, 10-14.

CHARLSON, R.J., LANGNER, J., RODHE, H. (1990) Sulphate aerosol and climate. *Nature* 348, 22.

CHARLSON, R.J., LANGNER, J., RODHE, H., LEOVY, C.B., WARREN, S.G. (1991) Perturbation of the northern hemisphere radiative balance by backscattering from anthropogenic sulfate aerosols. *Tellus* 43AB, 152-163.

CHARLSON, R.J., SCHWARTZ, S.E., HALES, J.M., CESS, R.D., COAKLEY, J.A., HANSEN, J.E., HOFMANN, D.J. (1992) Climate forcing by anthropogenic aerosols. *Science* 255, 423-430.

CHARLSON, R.J., WIGLEY, T.M.L. (1994a) Sulfate aerosol and climate change. *Sci. Am.* 270, 48-57.

CHARLSON, R.J., WIGLEY, T.M.L. (1994b) Aerosol de sulfatos y cambio climático. *Invest. & Ciencia* Nº 211, 46-53.

CHARLSON, R.J., HEINTZENBERG, J. (1995) Introduction. En: *Aerosol Forcing of Climate* (R.J. Charlson and J. Heintzenberg, edits.) Wiley & Sons, Chichester/New York); pp. 1-10.

CHARLSON, R.J. (1997) Direct climate forcing by anthropogenic sulfate aerosols: the Arrhenius paradigm a century later. *Ambio* 26, 25-31.

CHARLSON, R.J., ANDERSON, T.L., RODHE, H. (1999) Direct climate forcing by anthropogenic aerosols: quantifying the link between atmospheric sulfate and radiation. *Beit. Phys. Atmos*. 72, 79-94.

CHEN, CH-T.A., DRAKE, E.T. (1986) Carbon dioxide increase in the atmosphere and oceans and possible effects on climate. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci*. 14, 201-235.

CHENOWETH, M. (1996) Ship's logbooks and "The Year without Summer". *Bull. Am. Meteorol. Soc*. 77 (9), 2077-2093.

CHESTER, D.K. (1988) Volcanoes and climate: recent volcanological perspectives. *Prog. Phys. Geog.* 12, 1-35.

CHILINGAR, G.V., KHILYUK, L.F. (2007) Humans are not responsible for global warming. SPE 109292 (Society of Petroleum Engineers, Richardson, TX); pp. 1-12.

CHILINGAR, G.V., KHILYUK, L.F., SOROKHTIN, O.G. (2008) Cooling of atmospheric due to CO_2 emission. *Energy Sources* (Part A) 30, 1-9.

CHOW, J.C. (1995) Measurements methods to determine compliance with ambient air quality standards for suspended particles. *J. Air Waste Manag Assoc.* 45, 320-382.

CHUANG, C.C., PENNER, J.E., TAYLOR, K.E., GROSSMAN, A.S., WALTON, J.J. (1997) An assessment of the radiative effects of anthropogenic sulfate. *J. Geophys. Re.* 102D, 3761-3778.

CHÝLEK, P., COAKLEY, J.M. (1974) Aerosols and climate. *Science* 183, 75-77.

CHÝLEK, P., GRAMS, G.W., SMITH, G.A., RUSSELL, P.B. (1975) Hemispherical backscattering by aerosols. *J. Appl. Meteorol.* 14, 380-387.

CHÝLEK, P., KIEHL, J. T., KO, M.K.W. (1979) Infrared extinction and the mass concentration of atmospheric aerosols. *Atmos. Environ.* 13, 169-173.

CHÝLEK, P., WONG, J. (1995) Effect of absorbing aerosols on global radiation budget. *Geophys. Res. Lett.* 22, 929-931.

CHÝLEK, P., VIDEEN, G., NGO, D., PINNICK, R.G., KLETT, J.D. (1995) Effect of black carbon on the optical properties and climate forcing of sulfate aerosols. *J. Geophys. Res.* 100D, 16325-16332.

CLAQUIN, T., SCHULZ, M., BALKANSKI, Y., BOUCHER, O. (1998) Uncertainties in assessing radiative forcing by mineral dust. *Tellus* (B) 50, 491-505.

CLARKE, A.D., CHARLSON, R.J. (1985) Radiative properties of the background aerosols: absorption component of extinction. *Scienc*e 229, 263-265.

COAKLEY, J.A. (1973) A simple relationship between Chandrasekhar's S and T functions. *J. Quant. Spec. Radiat. Trans.* 13, 1237-1239.

COAKLEY, J.A., CHÝLEK, P. (1975) The two-stream approximation in radiative transfer: including the angle of the incident radiation. *J. Atmos. Sci.* 32, 409-418.

COAKLEY, J.A., GRAMS, G.W. (1976) Relative influence of visible and infrared optical properties of a stratospheric aerosol layer on the global climate. *J. Appl. Meteorol.* 15, 679-691.

Coakley, J.A. (1981) Stratospheric aerosols and the tropospheric energy budget: theory versus observations. *J. Geophys. Res.* 86C, 9761-9766.

Coakley, J.A., Cess, R.D., Yuverich, F.B. (1983) The effect of tropospheric aerosols on the earth's radiation budget: a parameterization for climate models. *J. Atmos. Sci*. 40, 116-138.

Coakley, J.A., Cess, R.D. (1985) Response of the NCAR community climate model to the radiative forcing by naturally occurring tropospheric aerosols. *J. Atmos. Sci.* 42, 1677-1692.

Cole, H.S. (1973) Air pollution and weather: activities and demonstration for science classes. *The Sci. Teach*. 40, 38-44.

Coll, P., Raulin, F. (1998) Investigations on planetary atmospheres using laboratory simulation experiments – the example of Saturn´s moon (Titan). *Earth Moon Planets* 80, 113-133.

Collins, W., Colman, R., Haywood, J., Manning, M.R., Mote, P.W. (2007) El fundamento físico del cambio climático. *Invest. & Ciencia* Nº 373, 10-20.

Contreras V., A. (2006). Determinación de Metales Asociados a Partículas Totales Suspendidas y Depositables en Algunos Lugares de la Ciudad de Mérida. Trabajo especial de pregrado. Universidad de los Andes, Facultad de Ciencias, Departamento de Química (Mérida); 83 pp.

Cooper, Ch.F. (1978) What might man-induced change mean? *Foreign Affairs* 56 (3), 500-520.

COTTON, W.R. (1985) Atmospheric convection and nuclear winter. *Am. Sci.* 73 (3), 275-280.

COUDÉ-GAUSSEN, G. (1983). Las tormentas saharianas. *Mundo Científico* (La Recherché versión castellana), 3 (30), 1080-1091.

COULSON, K.L., REYNOLDS, D.W. (1971) The spectral reflectance of natural surfaces. *J. Appl. Meteorol.* 10, 1285-1295.

COVERT, D.S., CHARLSON, R.J., AHLQUIST, N.C. (1972) A study of the relationship of chemical composition and humidity to light scattering by aerosols. *J. Appl. Meteorol.* 11, 968-976.

COVEY, C., BARROW, E. (1988) The role of ocean heat transport in climate change. *Earth-Sci. Rev.* 24, 429-445.

COVEY, C., THOMPSON, S.L., WEISSMAN, P.R., MACCRACKEN, M.C. (1994) Global climatic effects of atmospheric dust from an asteroid or comet impact on earth. *Global Planet. Change* 9, 263-273.

COX, S.J., WANG, W.C., SCHWARTZ, S.E. (1995) Climate response to radiative forcings by sulfate aerosols and greenhouse gases. *Geophys. Res. Lett.* 22, 2509-2512.

COX, A.J., DEWEERD, A.J., LINDEN, J., (2002) An experiment to measure Mie and Rayleigh total scattering cross sections. *Am J. Phys.* 70 (6), 620-625.

CRAWFORD, E. (1997) Arrhenius' 1896 model of the greenhouse effect in context. *Ambio* 26, 6-11.

CRUTZEN, P.J. (2006). Albedo enhancement by stratospheric sulfur injections: A contribution to resolve a policy dilemma? *Climatic Change* 77, 211-219.

CUI, H. (2007). Quantitative study on the extinction efficiency error caused by the refractive index during the particulate measurement. *The Open Atmos. Sci*. 1-1, 1-5.

CUNNINGHAM, P.T., JOHNSON, S.A. (1976) Spectroscopy observation of acid sulfate in atmospheric particulate samples. *Science* 191, 77-79.

CUNNINGHAM, W.C., ZOLLER, W.H. (1981) The chemical composition of remote area aerosols. *J. Aerosol Sci.* 12, 367-384.

CURTIS, D.B., AYCIBIN, M., YOUNG, M.A., GRASSIAN, V.H., KLEIBER, P.D. (2007) Simultaneous measurement of light scattering properties and particle size distribution for aerosols: application to ammonium sulfate and quartz aerosol particles. *Atmos. Environ*. 41, 4748-4758.

CURTIS, D.B., MELAND, B., AYCIBIN, M., ARNOLD, N.P., GRASSIAN, V.H., YOUNG, M.A., KLEIBER, P.D. (2008) A laboratory investigation of light scattering from representative components of mineral dust aerosol at a wavelength of 550 nm. *J. Geophys. Res. Atmosphere* 113, DO8.210, DOI: 10.1029/2007JD009387.

DAHAN, A. (2010) Putting the Earth system in a numerical box? The evolution from climate modeling toward global change. *Stud. Hist. Phil. Mod. Phys*. 41, 282-292.

DAHLBERG, S. (2001) Using climate change as a teaching tool. *Canadian J. Environ. Educ.* 6, 9-17.

DAMON. P.E., KUNEN, S.M. (1976) Global cooling? *Science* 193, 447-453.

DAVIES, C.N. (1987) Particles in the atmosphere: a review. *J. Aerosol Sci.* 18, 469-477.

DAVITAYA, F.F. (1969) Atmospheric dust content as a factor affecting glaciation and climatic change. *Ann. Assoc. Am. Geog.* 59, 552-560.

DEEPAK, A., VALI, G. (1991) The International Global Aerosol Programme (IGAP): An Overwiew. En: Global atmosphere watch (GAW) - *A system for environmental pollution monitoring and research*. Report of the WMO Meeting of Experts to Consider the Aerosol Component of GAW (Boulder, Colorado, 16-19 December 1991), No.79. WMO/TD-No. 485 (a contribution to the global environmental monitoring system, GEMS)(Appendix 3); pp. 29-31.

DE FREITAS, C.R. (1991). The greenhouse crisis: myths and misconceptions. *Area* 23 (1), 11-18

DEIRMENDJIAN, D. (1973) On volcanic and other particulate turbidity anomalies. *Adv. Geophys*. 16, 267-296.

DE LUISE, J.J., HERMAN, B.M. (1977) Estimation of solar radiation absorption by volcanic stratospheric aerosols from Agung using surface-based observations. *J. Geophys. Res.* 82, 3477-3480.

DESSAI, S. (2003) Simple climate modeling. *The J. Underg. Res. Phys.* Summer, 19-25.

DEVARA, P.C.S. (1998) Remote sensing of atmospheric aerosols from active and passive optical tecniques. *Int. J. Remote Sensing* 19, 3271-3288.

DEVINE, J.D., SIGURDSSON, H., DAVIS, A.N. (1984) Estimates of sulfure and chlorine yield to the atmosphere from volcanic eruptions and potential climate effects. *J. Geophys. Res.* 89 (D7), 6309-6325.

DICKINSON, R.E. (1980) How will climate change? – The climate system and modelling of future climate. En: *The Greenhouse Effect, Climate Change, and Ecosystems* (B. Bolin, B.R. Döös, J. Jäger, and R.A. Warrick, edits.). Wiley, Chichester, Scope 29; pp. 207-270.

DICKINSON, R.E. (1983) Land surface processes and climate-surface albedos and energy balance. *Adv. Geophys.* 25, 305-353.

DICKINSON, R.E. (1996) Climate engineering – a review of aerosol approaches to changing the global energy balance. *Climatic Change* 33, 279-290.

DICKINSON, R.E., CICERONE, R.J. (1986) Future global warming from atmospheric trace gases. *Nature* 319, 109-115.

DIGNON, J., HAMEED, S. (1989) Global emissions of nitrogen and sulphur oxides from 1860 to 1980. *J. Air Waste Manag*. Assoc. 39, 180-186.

DITTBERNER, G.J. (1978) Climatic change: volcanoes, man-made pollution, and carbon dioxide. *IEEE Trans. Geosci. Elec.* GE-16, 50-61.

DITTENHOEFER, A.C. (1982) The effects of sulfate and non-sulfate particles on light scattering at the Mauna Loa Observatory. *Water Air Soil Pollut*. 18, 105-121.

DMSA (1964) Consideraciones sobre la Contaminación Atmosférica en Relación con la Instalación de Plantas de Incineración de Basuras en la Ciudad

de Caracas. Dirección de Mariología y Saneamiento Ambiental (DMSA), Caracas; 43 pp.

Donner, L.J., Large, W.C. (2008) Climate modeling. *Ann. Rev. Environ. Resour.* 33, 1-17.

Dörries, M. (2006) In the public eye: volcanology and climate change. Studies in the 20th Century. *Hist. Stud. Phys. Biol. Sci*. 37 (1), 87-124.

Douglass, D.H., Knox, R.S. (2005a) Climate forcing by the volcanic eruption of Mount Pinatubo – revised edition. Publicación (ADS website) ArXiv: physics/0509166 (<http://lanl.arxiv.org/ftp/physics/papers/0509/0509166.pdf>; 22 pp.).

Douglass D. H., Knox, R.S. (2005b) Climate forcing by the volcano eruption of Mount Pinatubo. *Geophys. Res. Lett.* 32, L05710.doi: 10.1029/2004GL022119

Douglass, D., Christy, J.R. (2008) Limits on CO_2 climate forcing from recent temperature data of earth. Publication arXiv (ADS website): 0809.0581v1 [physics.geo.ph] (<http://arxiv.org/ftp/arxiv/papers/0809/0809.0581pdf>; 20 pp.).

Douglass, D., Christy, J.R. (2009) Limits on CO_2 climate forcing from recent temperature data of earth. *Energy & Environ*. 20, 177-189.

Dove, J. (1996) Student teacher understanding of the greenhouse effect, ozone layer depletion and acid rain. *Environ. Educ. Res.* 2, 89-100.

Drake, R.M., Gordon, J.E. (1985) Mie scattering. *Am. J. Phys*. 53 (10), 955-962.

DRUMMOND, A.J., ROBINSON, G.D. (1974) Some measurements of the attenuation of solar radiation during BOMEX. *Appl. Opt.* 13, 487-492.

DURANT, A.J., HARRISON, S.P., WATSON, I.M., BALKANSKI, Y. (2009) Sensitivity of direct radiative forcing by mineral dust to particle characteristics. *Prog. Phys. Geog.* 33 (1), 80-102.

DURST, C.S. (1935) Dust in the atmosphere. *J. R. Meteorol. Soc.* 61, 81-87.

ECKERT, R.R. (1979) Particulate air contamination in Puerto Rico: a student involvement project. *The Phys. Teach.* 17, 32-37.

EDWARDS, P.N. (2000) A brief history of atmospheric general circulation modeling. En: *General Circulation Model Development, Past, Present and Future.* The Proceedings of a Symposium in Honor of Akio Arakawa (D.A. Randall, edit.). Academic Press; pp. 67-90.

EDWARDS, P.N. (2001) Representing the global atmosphere: Computer models, data, and knowledge about climate change. En: *Changing the Atmosphere - Expert Knowledge and Environment Governance* (C.A. Miller & P.N. Edwards). The MIT Press; pp. 31-65.

EGGLETON, A.E.J., ATKINS, D.H.F. (1969) The chemical composition of atmospheric aerosols on Tees-side and its relation to visibility. *Atmos. Environ.* 3, 355-372.

EHRLICH, P.R., SAGAN, C., KENNEDY, D., ROBERTS, W.O. (1986) El Frio y la Tinieblas - El Mundo después de una Guerra Nuclear. Alianza Editorial, Madrid; 249 pp.

Eichenlaub, V. (1981) Volcanoes and climate: is the eruption of Mount St. Helens affecting our weather. *Sch. Sci. Math*. 81 (7), 543-559.

Eichman, J.C., Brown, J. (1994) Global warming? The difficulties of determining the greenhouse effect. *The Sci. Teach*. 61, 24-28.

Ellsaesser, H.W. (1984) The climate effect of CO_2: a different view. *Atmos. Environ.* 18, 431-434.

Ellsaesser, H.W. (1990) A different view of the climate effect of CO_2 – Updated. *Atmósfera* 3, 3-29.

Elterman, L., Toolin, R.B., Essex, J.D. (1973) Stratospheric aerosol measurements with implications for global climate. *Appl. Opt.* 12, 330-337.

Engelstaedter, S., Tegen, S., Washington, R. (2006). North African dust emissions and transport. *Earth-Sci. Rev.* 79, 73-100.

Ensor, D.S., Porch, W.M., Pilat, M.J., Charlson, R.J. (1971) Influence of the atmospheric aerosol on albedo. *J. Appl. Meteorol*. 10, 1303-1306.

Escalona, L., Sanhueza, E. (1981) Elemental analysis of total suspended matter in the air in downtown Caracas. *Atmos. Environ.* 15, 61-64.

Eschelbach, G. (1973) Computations of the influence of aerosol on the atmospheric radiation balance in the visible spectrum. *Contr. Atmos. Phys*. 46, 249-261.

Essex, C. (1986) Trace gases and the problem of false invariants in climate models. *Climatol. Bull.* 20, 19-25.

Essex, C. (1991) What do climate models tell us about global warming? *Pageoh.* 135, 125-133.

Essex, C., McKitrick, R., Andresen, B. (2007) Does a global temperature exist? *J. Non-Equilib. Thermodyn*. 32, 1-27.

Essex, C., McKitrick, R. (2007) Taken by Storm – The Troubled Science, Policy, and Politics of Global Warming. Key Porter Books Ltd, Toronto; 356 pp.

Fabara, C., Hoeneigen, B. (2005) Global warming: some back-of-the-envelope calculations. Publication (ADS website) arXiv: physics/0503119v1 (<http://arxiv.org/PS_cache/physics/pdf/0503119v1.pdf>; 19 pp.).

Faber, M., Manstetten, R., Proops, J.L.R. (1994) Humankind and environment: an anatomy of surprise and ignorance. *Environ. Values* 1, 217-241.

Fano, G. (2010) A primer on the carbon cycle. *Am. J. Phys*. 78 (4), 367-376.

Feczkó, T., Molnár, A., Mészáros, E., Major, G. (2002) Regional climate forcing of aerosol estimated by a box model for a rural site in Central Europe during summer. *Atmos. Environ.* 36, 4125-4131.

Fei, J., Zhou, J., Hou, Y. (2007) Circa A.D. 626 volcanic eruption, climate cooling, and the collapse of the eastern Turkic empire. *Climatic Change* 81, 469-475.

Feldmann, F.J., Bidermann F.R. (2001) Los cambios climáticos globales y el desafío de la ciudadanía planetaria. *Acta Bioética* VII (002), 287-292.

FENNELLY, P.F. (1976) The origin and influence of airbone particles. *Am. Sci.* 64 (1), 46-56.

FERNÁNDEZ, L.A., FERNÁNDEZ, W. (1999) Características de la atmósfera libre sobre la región central de Venezuela. *Rev. Geofís.* 49, 87-112.

FILLMORE, J.A., KARP, A.H. (1980) Choosing an approximation to the equation of radiative transfer. *J. Atmos. Sci.* 37, 1880-1883.

FIROR, J. (1990) The straight story about the greenhouse effect. *Contemp. Policy Issues* 8, 3-15.

FISHER, K. (1970) Measurements of absorption of visible radiation by aerosol particles. *Contr. Atmos. Phys*. 43, 244-254.

FLEMING, J.R. (1999) Joseph Fourier, the 'greenhouse effect' and the quest for a universal theory of terrestrial temperatures. *Endeavour* 23, 72-75.

FLOHN, H. (1961) Man's activity as a factor in climate change. *Ann. N.Y. Acad. Sci*. 95, 271-281.

FLOWERS, E.C., VIEBROCK, H.J. (1965) Solar radiation: an anomalous decrease of direct solar radiation. *Science* 148, 493-494.

FLUGLESTVEDT, J.S., BERNTSEN, T.K., GODAL, O., SAUSEN, R., SHINE, K.P., SKODVIN, T. (2003) Metrics of climate change: assessing radiative forcing and emission indices. *Climatic Change* 58, 267-331.

FOONG, S.K. (2006) An accurate analytical solution of a zero-dimensional greenhouse model for global warming. *Eur. J. Phys.* 27, 933-942. (Corrigendum, 27, 1265).

Forbes, A.J. , Hamilton, R.A. (1971) Clear sky measurements at Lerwick. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 97, 99-102.

French, A.P. (1993). Newton's thermometry: the role of radiation. *The Phys. Teach*. 31, 310-312.

Friend, J.P. (1973) The global sulphur cycle. En: *Chemistry of the Lower Atmosphere* (S.I. Rasool, ed.). Plenum Press, N.Y.; pp. 177-201.

Frisken, W.R. (1971) Extended industrial revolution and climate change. *Trans. Am. Geophys. Union* 52, 500-508.

Fuchs, V.E., Paterson, T.T. (1947) The relation of volcanicity and orogeny to climate change. *Geo. Mag*. 84, 321-333.

Fuller, R.M. (1973). Greenhouse effect study apparatus. *Am. J. Phys*. 41, 443.

Garland, J.A. (1969) Condensation on ammonium sulphate particles and its effect on visibility. *Atmos. Environ.* 3, 347-354.

Garratt, J.R. (1994) Review: the atmospheric boundary layer. *Earth-Sci. Rev.* 37, 149-162.

Gentilli, J. (1948) Present day volcanicity and climate change. *Geo. Mag.* 85, 172-175.

Gerlich, G., Tscheuschner, R.D. (2007) Falsification of the atmosphere CO_2 greenhouse effects within the frame of physics (versión 3.0). Publicación (ADS website): arXiv0707.1161G (<http://arxiv.org/PS_cache/arxiv/pdf/0707/0707.1161v3.pdf>; 144 pp.).

Gerlich, G., Tscheuschner, R.D. (2009) Falsification of the atmosphere CO_2 greenhouse effects within the frame of physics. *Inter. J. Mod. Phys.* B23, 275-364.

Gerlich, G., Tscheuschner, R.D. (2010) Reply to „Comment on ‚Falsification of the Atmospheric CO_2 Greenhouse Effects within the Frame of Physics' by Joshua B. Halpern, Christopher M. Colose, Chris Ho-Stuart, Joel D. Shore, Arthur P. Smith, Jörg Zimmermann". ADS website: arXiv: 1012.0421v1 [phsics.ao-ph]; 41 pp.

Ghan, S., Easter, R., Hudson, J., Bréon, F-M. (2001) Evaluation of aerosol indirect radiative forcing in MIRAGE. *J. Geophys. Res.* 106 (D6), 5317-5334.

Gillette, D.A., Blifford, I.H. (1971) Composition of tropospheric aerosols as a function of altitude. *J. Atmos. Sci*. 28, 1199-1210.

Gimeno Ferrer, J.F., Segarra Gomar, D., López Baeza, E. (2002) Cambio climático: efectos indirectos de los aerosoles atmosféricos. *Rev. Climatol.* 2, 5-13.

Glazier, J., Monteith, J.L., Unsworth, M.H. (1976) Effects of aerosol on the local heat budget of the lower atmosphere. *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.* 102, 95-102.

González E. M., Jurado, E., González E.S., Aguirre C.O., Jiménez P.J., Navar, J. (2003) Cambio climático mundial: origen y consecuencias. *Ciencia UANL* VI (003) (jul.-sept.), 377-385.

GOODE, P.R., PALLÉ, E. (2007) Shortwave forcing of the Earth's climate: modern and historical variations in the Sun's irradiance and the Earth's reflectance. *J. Atmos. Solar-Terrest. Phys*. 69, 1556-1568.

GOODY, R. (1964) Atmospheric Radiation 1. Theoretical Basis. Clarendon Press, Oxford; 436 pp.

GOODY, R.M., WALKER, J.C.G. (1975) Las Atmósferas. Ediciones Omega, S.A. (Colección Fundamentos de las Ciencias de la Tierra), Barcelona; 150 pp.

GOODY, R. (1995) Principles of Atmospheric Physics and Chemistry. Oxford Univ. Press; 324 pp.

GORDON, J.I., JOHNSON, R.W. (1985) Integrating nephelometer: theory and implications. *Appl. Opt.* 24, 2721-2730.

GORDON, C.A., HERRERA, R., HUTCHINSON, T.C. (1994a) Studies of fog events at two cloud forest near Caracas, Venezuela – I. Frequency and duration of fog. *Atmos. Environ.* 28, 317-322.

GORDON, C.A., HERRERA, R., HUTCHINSON, T.C. (1994b) Studies of fog events at two cloud forest near Caracas, Venezuela – II. Chemistry of fog. *Atmos. Environ.* 28, 323-337.

GOUDIE, A.S., MIDDLETON, N.J. (2001) Sahara dust storms: nature and consequences. *Earth-Sci. Rev.* 56, 179-204.

GOVINDASAMY, B., CALDEIRA, K. (2000) Geoengineering Earth's radiative balance to mitigate CO_2-induced climate change. *Geophys. Res. Lett.* 27, 2141-2144.

GOWDA, M., FOX, J.C., MAGELKY, R.D. (1997) Student's understanding of climate change: insights for scientist and educators. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 78, 2232-2240.

GRAEDEL, T.E., CRUTZEN, P.J. (1989a) The changing atmosphere. *Sci. Am.* 261, 28-36.

GRAEDEL, T.E., CRUTZEN, P.J. (1989b) Una atmósfera cambiante. *Invest. & Ciencia*, Nº 158, 22-31.

GRAF , H.E., KIRCHNER, J., ROBOCK, A., SCHULT, I. (1993) Pinatubo eruption winter climate effects: model versus observations. *Clim. Dyn.* 9, 61-73.

GRAMS, G.W., BLIFFORD, I.H., GILLETTE, D.A., RUSSELL, P.B. (1974) Complex index of refraction of airborne soil particles. *J. Appl. Meteorol.* 13, 459-471.

GRANT, K.E., GROSSMAN, A.S., CHUANG, C.C., PENNER, J.E. (1996) Sensitivity of aerosol radiative forcing calculations to spectral resolution. En: *Proceedings of the International Radiation Symposium: Current Problems in Atmospheric Radiation* (Smith & Stammes Eds.). A. Deepak Pub. Hampton, VA, pp. 275-278.

GRANT, K.E., CHUANG, C.C., GROSSMAN, A.S., PENNER, J.E. (1999) Modeling the spectral optical properties of ammonium sulfate and biomass burning aerosols: parameterization of relative humidity effects and models results. *Atmos. Environ.* 33, 2603-2620.

GRASSL, H. (1973) Aerosol influence on radiative cooling. *Tellus* 25, 386-395.

GRASSL, H. (1988) What are the radiative and climate consequences of the changing concentration of atmospheric aerosol particles? En: *The Changing Atmosphere* (F.S. Rowland and I.S.A. Isaksen, eds.) Wiley; pp. 187-199.

GRASSL, H., NEWIGER, M. (1982) Changes of local planetary albedo by aerosol particles. *Atmos. Pollut. – Stud. Environ. Sci*. 20, 313-320.

GREENE, O., PERCIVAL, I., RIDGE, I. (1998) Invierno Nuclear. Coordinación de Humanidades UNAM / Fondo de Cultura Económica, México; 187 pp.

GODSON, W.L. (1985) The primary atmospheric science components of the nuclear winter phenomenon. En: *Nuclear Winter and Associated Effects - A Canadian Appraisal of the Environmental Impact of Nuclear War* (The Royal Society of Canada, Ottawa); pp. 181-205.

GRIGGS, M. (1972) Relationship of optical observations to aerosol mass loading. *Air Pollut. Control Assoc*. 22, 356-358.

GUTIÉRREZ Q., E.J. (2006) Advecciones de polvo africano sobre la costa central venezolana y sus efectos sobre el desarrollo de la nubosidad. *Terra* 22 (32), 13-39.

HAFEMEISTER, D.W. (1982) Science and society test VII: energy and environment. *Am. J. Phys.* 50, 713-720.

HÅGÅRD, A., NILSSON, B., OTTERSTEN, H., STEINVALL, O. (1978) Studies of the 0.5-14 μm optical extinction due to atmospheric aerosols. *Radio Sci.* 13, 277-284.

HAIGH, J.D. (2002) Radiative forcing of climate change. *Weather* 57, 278-283.

HAIGH, J.D. (2003) The effects of solar variability on the Earth's climate. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* A 361, 95-111.

HAIGH, J.D. (2007) The sun and the Earth's climate. *Living Rev. Solar Phys*. 4 (<http://livingreviews.org/lrsp-2007-2>; 21 pp.).

HALE, G.M., QUERRY, M.R. (1973) Optical constants of water in the 200-nm and 200-μm wavelength region. *Appl. Opt*. 12, 555-563.

HALL, D.K. (1989) Global climate change. *The Sci. Teach*. 56, 66-68.

HALPERN, J.B., COLOSE, CH., HO-STUART, CH., SHORE, J.D., SMITH, A.P., ZIMMERMANN, J. (2002) Comment on "Falsification of the Atmospheric CO_2 Greenhouse Effects within the Frame of Physics". *Int. J. Mod. Phys. B* 24 (10), 1309-1332.

HAMEED, S., DIGNON, J. (1992) Global emissions of nitrogen and sulphur oxides in fossil fuel combustion, 1970-1986. *J. Air Waste Manag. Assoc.* 42, 159-163.

HAMEED, S. (1991). Influence of atmospheric dust on non-telescopic sunspots observations. *Solar Phys*. 139, 409-413.

HAMWEY, R.M. (2005) Active amplification of the terrestrial albedo to mitigate climate change: an exploratory study. Publicación (ADS website) arXiv: physics/0512170 v1 (<http://arxiv.org/ftp/physics/papers/0512/0512170.pdf>; 21 pp.).

HANDEL, M.D., RISBEY, J.S. (1992) An annotated bibliography on the greenhouse effect and climate change. *Climatic Change* 21, 97-255.

HANDLER, P. (1984) Possible association of stratospheric aerosols and El Niño events. *Geophys. Res. Lett.* 11, 1121-1124.

HANDLER, P. (1989) The effect of volcanic aerosols on global climate. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 37, 233-249.

HANDLER, P., ANDSAGER, K. (1994). El Niño, volcanism and global climate. *Human Ecol.* 22 (1), 37-57.

HÄNEL, G. (1972) Computation of the extinction of visible radiation by atmospheric particles as a function of the relative humidity, based upon measured properties. *Aerosol Sci.* 3, 377-386.

HÄNEL, G. (1976) The single-scattering albedo of atmospheric aerosol particles as a function of relative humidity. *J. Atmos. Sci.* 33, 1120-1124.

HANSEN, J.E., WANG, W-CH., LACIS, A.A. (1978) Mount Agung eruption provides test of a global climatic perturbation. *Science* 199, 1065-1068.

HANSEN, J.E., LACIS, A.A., LEE, P., WANG, W-CH. (1980) Climatic effects of atmospheric aerosols. *Ann. N. Y. Acad. Sci.* 338 (1), 575-587.

HANSEN, J., JOHNSON, D., LACIS, A., LEBEDEFF, S., LEE, P., RIND, D., RUSSELL, S. (1981) Climate impact of increasing atmospheric carbon dioxide. *Science* 213, 957-966.

HANSEN, A.D., ROSEN, A.H., NOVAKOV, T. (1984) The aethalometer - an instrument for the real-time measurement of optical absorption by aerosol particle. *Sci. Total Environ.* 36, 191-196.

HANSEN, J.E., ROSSOW, W., FUNG, I. (1990) The missing data on global climate change. *Issues Sci. Tech.* 7, 62-69.

HANSEN, J., LACIS, A., RUEDY, R., SATO, M. (1992) Potential climate impact of Mount Pinatubo eruption. *Geophys. Res. Lett.* 19, 215-218.

HANSEN, J., SATO, M., LACIS, A., RUEDY, R. (1997a) The missing climate forcing. *Phil. Trans. Roy. Soc.* (London) B 352, 231-240.

HANSEN, J., SATO, M., RUEDY, R. (1997b) Radiative forcing and climate response. *J. Geophys. Re.* 102 (D6), 6831-6864.

HANSEN, J.E., SATO, M., LACIS, A., RUEDY, R., TEGEN, I., MATTHEWS, E. (1998) Climate forcing in the industrial era. *Proc. Nat. Acad. Sci.* 95, 12753-12758.

HANSEN, J. (2004) El calentamiento global. *Invest. & Ciencia*, Nº 332, 22-31.

HANSEN, J., SATO, M., RUEDY, R., KHARECHA, P., LACIS, A., MILLER, R., NAZARENKO, L., LO, K., SCHMIDT, G.A., RUSSELL, G., ALEINOV, I., BAUER, S., BAUM, E., CAIRNS, B., CANUTO, V., CHANDLER, M., CHENG, Y., COHEN, A., DEL GENIO, A., FALUVEGI, G., FLEMING, E., FRIEND, A., HALL, T., JACKMAN, C., JONAS, J., KELLEY, M., KIANG, N.Y., KOCH, D., LABOW, G., LERNER, J., MENON, S., NOVAKOV, T., OINAS, V., PERLWITZ, JA., PERLWITZ, JU., RIND, D., ROMANOU, A., SCHMUNK, R., SHINDELL, D., STONE, P., SUN, S., STREETS, D., TAUSNEV, N., THRESHER, D., UNGER, N., YAO, M., ZHANG, S. (2007) Dangerous human-made interference with climate:

A GISS model study. *Atmos. Chem. Phys*. 7, 2287-2312. (También como publicación arXiv:physics/0610115 [pdf](<http://arxiv.org/ftp/physics/papers/0610/0610115.pdf>; 21 pp.).

Harries, J.E. (2000) Physics of the earth's radiative energy balance. *Contemp. Phys.* 41, 309-322.

Harrison, S.P., Kohfeld, K.E., Roelandt, C., Claquin, T. (2001) The role of dust in climate changes today, at the last glacial maximum and in the future. *Earth-Sci. Rev.* 54, 43-80.

Harshvardhan, Cess, R.D. (1976) Stratospheric aerosols: effect upon atmospheric temperature and global climate. *Tellus* 28, 1-10.

Harshvardhan, Cess, R.D. (1978) Effect of tropospheric aerosols upon atmospheric infrared cooling rates. *J. Quant. Spec. Radiat. Transf.* 19, 621-632.

Harshvardhan (1979) Perturbation of the zonal radiation balance by a stratospheric aerosol layer. *J. Atmos. Sci.* 36, 1274-1285.

Harte, J., Williams, J. (1988) Arctic aerosols and arctic climate: results from an energy budget model. *Climatic Change* 13, 161-189.

Harvey, L.D.D. (1993) A guide to global warming potentials (GWPs). *Energy Policy* 21, 24-34.

Harvey, L.D.D. (2000a) Global Warming – The Hard Science. Prentice Hall; 336 pp.

HARVEY, L.D.D. (2000b) Climate and Global Environmental Change. Prentice Hall; 240 pp.

HATZIANASTASSIOU, N., KATSOULIS, B., VARDAVAS, I. (2004) Global distribution of aerosol direct radiative forcing in the ultraviolet and visible arising under clear skies. *Tellus* 56B, 51-71.

HAYWOOD, J.M., SHINE, K.P. (1995) The effect of anthropogenic sulfate and soot on the clear sky planetary radiation budget. *Geophys. Res. Lett.* 22, 603-606.

HAYWOOD, J.M., SHINE, K.P. (1997) Multi-Spectral calculations of the direct radiative forcing of tropospheric sulfate and soot aerosols using a column model. *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.* 123, 1907-1930.

HAYWOOD, J.M., ROBERTS, D.L., SLINGO, A., EDWARDS, J.M., SHINE, K.P. (1997) General circulation model of the direct radiative forcing by anthropogenic sulfate and fossil-fuel soot aerosol. *J. Climate* 10, 1562-1577.

HAYWOOD, J.M., RAMASWAMY, V., SODEN, J. (1999) Tropospheric aerosol climate forcing in clear-sky satellite observations over the oceans. *Science* 283, 1299-1303.

HAYWOOD, J.M., BOUCHER, O. (2000) Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: a review. *Rev. Geophys*. 38, 513-543.

HEARD, M.J., WIFFEN, R.D. (1969) Electron microscopy of natural aerosols and the identification of particulate ammonium sulphate. *Atmos. Environ.* 3, 337-340.

HEGG, D., LARSON, T., YUEN, P-F. (1993) A theoretical study of the effect of relative humidity on light scattering by tropospheric aerosol. *J. Geophys. Res*. 98(D10), 18435-18439.

HEINTZENBERG, J., CHARLSON, R.J. (1996) Design and applications of the integrating nephelometer: a review. *J. Atmos. Ocean. Tech.* 13, 987-1000.

HEINTZENBERG, J., CHARLSON, R.J., CLARKE, A.D., LIOUSSE, C., RAMASWAMY, V., SHINE, K.P., WENDISH, M., HELAS, G. (1997) Measurements and modellling of aerosol single-scattering albedo: progress, problems and prospects. *Beit. Phys. Atmos*. 70, 249-263.

HELD, I.M., SODEN, B.J. (2000) Water vapor, feedback and global warming. *Annu. Rev. Energy & Environ.* 25, 441-475.

HENDERSON-SELLERS, A., HUGHES, N.A. (1982) Albedo and its importance in climate theory. *Prog. Phys. Geog.* 6, 1-44.

HERMAN, R. (2009) Spreadsheet physics: Examples in meteorology and planetary science. *Am. J. Phys*. 77 (12), 1124-1129.

HERMAN, B.M., BROWNING, S.R. CURRAN, R.J. (1971) The effect of aerosols on scattered sunlight. *J. Atmos. Sci.* 28, 419-428.

HERMAN, B.M., BROWNING, S.R. (1975) The effect of aerosols on the earth-atmosphere albedo. *J. Atmos. Sci.* 32, 1430-1445.

HESS, M., KOEPKE, P., SCHULT, I. (1998) Optical properties of aerosols and clouds: the software OPAC. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 79, 831-844.

HOBBS, P.V., HARRISON, H., ROBINSON, E. (1974) Atmospheric effects of pollutants. *Science* 183, 909-915.

HOBBS, P.V., REID, J.S., KOTCHENRUTHER, R.A., FEREK, R.J., WEISS, R. (1997) Direct radiative forcing by smoke from biomass burning. *Science* 275, 1776-1778.

HOBSON, A. (2010a) The plausibility of global warming. *The Phys. Teach*. 48 (1), 77-78.

HOBSON, A. (2010b) Global warming: lessons from ozone depletion. *The Phys. Teach*. 48 (8), 525-527.

HOCKER, A.J (1978) Report of atmospheric pollution due to motor vehicles for the city of Caracas, Venezuela. Proyecto VEN/77/006. Ministerio del Ambiente y de los Recursos Naturales Renovables (MARNR), Dirección de Investigación del Ambiente (DISCA). Caracas.

HOFFMANN, D.J. (1987) Perturbations to the global atmosphere associated with the El Chichon volcanic eruption of 1987. *Rev. Geophy*s. 25, 743-759.

HOLLAND, A.C., GAGNE, G. (1970) The scattering of polarized light by polydisperse systems of irregular particles. *Appl. Opt*. 9, 1113.

HOLMES, M. (2001). The Secret Life of Dust. Wiley; 240 pp.

HOLTER, Ø., INGEBRETSEN, F., KANESTRØM, I. (1999) Analytic CO_2 model calculations and global temperature. *Eur. J. Phys.* 20, 483-494.

HOLZINGER, R., KLEISS, B., DONOSO, L., SANHUEZA, E. (2001) Aromatic hydrocarbons at urban, sub-urban, rural (8º 52' N; 67º 19' W) and remote sites in Venezuela. *Atmos. Environ.* 35, 4917-4927.

HOPPENAU, S. (1992) Future concentrations of atmosphere greenhouse gases CO_2, CFC, and CH_4: an assessment on the educational level. *Am. J. Phys.* 60, 408-415.

HOUGHTON, J.T., WOODWELL, G.M. (1989a) Global climate change. *Sci. Am.* 260, 36-44.

HOUGHTON, J.T., WOODWELL, G.M. (1989b) Cambio climático global. *Invest. & Ciencia*, Nº 153, 8-17.

HOUGHTON, J.T. (1995) The Physics of Atmospheres. Cambridge Univ. Press; 271 pp.

HOUGHTON, J. (2005) Global warming. *Rep. Prog. Phys.* 68, 1343-1403.

HORVATH, H., NOLL, K.E. (1969) The relationship between atmospheric light scattering coefficient and visibility. *Atmos. Environ.* 3, 543-550.

HORVATH, H. (1993) Atmospheric light absorption - a review. *Atmos. Environ.* 27A, 293-317.

HOYT, J.B. (1958) The cold summer of 1816. *Ann. Assoc. Am. Geog.* 48, 118-131.

HUGO, J.C. (1992) Acid rain investigations – the definition of deposition. *The Sci. Teach.* 59, 54-58.

HUMPHREYS, W.J. (1913) Volcanic dust and other factors in the production of climatic changes, and their possible relation to ice ages. *J. Franklin Inst.* 176 (2), 131-160.

HUSAR, R.B. (2000) Atmospheric aerosol science before 1900. En: *History of Aerosol Science* (Proceedings of the Symposium on the History of Aerosol Science. Vienna, Austria, August 31 - September 2, 1999, O. Peining & E.J. Davis, edits.). Verlag der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Wien; pp. 25-36.

Husar, R. B. (2004) Intercontinental transport of dust: historical and recent observational evidence. En: *The Handbook of Environmental Chemistry*, Vol. 4, Part G, pp.277-294 (DOI: 10.1007/b94531).

Idso, S.B., Jackson, R.D. (1969) Thermal radiation from the atmosphere. *J. Geophys. Res.* 74, 5397-5403.

Idso, S.B. (1972) Radiation fluxes during a dust storm. *Weather* 27, 204-208.

Idso, S.B. (1980) The climatological significance of a doubling of Earth's atmospheric carbon dioxide concentration. *Science* 207, 1462-1463.

Idso, S.B. (1982) Carbon Dioxide: Friend or Foe? IBR Press, Tempe, AR; 92 pp.

Idso, S.B. (1991) Carbon dioxide and the fate of Earth. *Global Environ. Change* 1, 178-182.

Idso, S.B. (1998) CO_2-induced global warming: a skeptic's view of potential climate change. *Clim. Res*. 10, 69-82.

Idso, S.B., Singer, S.F. (2009) Climate Change Reconsidered: 2009 Report of the Nongovernmental Panel on Climate Change (NIPCC). The Heartland Institute, Chicago IL; 886 pp. (<http://climatechangereconsidered.org/>).

Im, J-S., Saxena, V.K., Jenny, B.N. (2001) An assessment of hygroscopic growth factors for aerosols in the surface boundary layer for computing direct radiative forcing. *J. Geophys. Re*. 106D, 20213-20224.

Iqbal, M. (1983) An Introduction to Solar Radiation. Academic Press; pp. 107-168.

JACOB, D.J. (1999) Introduction to Atmospheric Chemistry. Princeton Univ. Press. Princeton, N.J. 264 pp.

JAENICK, R., DAVIES, C.N. (1976) The mathematical expression of the size distribution of atmospheric aerosol. *J. Aerosol Sci.* 7, 255-259.

JAENICK, R. (1980) Atmospheric aerosols and global climate. *J. Aerosol Sci.* 11, 577-588.

JAIMEZ, R., TONELLA, G., ACEVEDO, M.F. (1993) Modelando el impacto de cambios climáticos sobre la producción de caraota en algunas localidades del centro-occidente de Venezuela. *Rev. Forest. Latinoam*. 13, 9-38.

JAMBERS, W., DE BOCK, L., VAN GRIEKEN, R. (1995) Recent advances in the analysis of individual environmental particles. *The Analyst* 120, 681-692.

JELAMBI, O. (1969) Estudio de la polución atmosférica de la ciudad de Caracas. *Bol. Acad. Ccs. Fís. Mat. & Nat.* (Caracas), Año XXIX, Nº 82, 28-33.

JENNINGS, S. G., PINNICK, R. G., GILLESPIE, J. B. (1979) Relation between absorption coefficient and imaginary index of atmospheric aerosol constituents. *Appl. Opt.* 18, 1368-1371.

JONAS, P.R., CHARLSON, R.J., RODHE, H. *ET AL.* (1995) Aerosols. En: *Climate Change* 1994 - *Radiative Forcing of Climate Change and an Evaluation of the IPCC IS92 Emission Scenarios* (J.T. Houghton, L.G. Meira-Filho, J. Bruce, H. Lee, B.A. Callander, E. Haites, N. Harris, and K. Maskell edits.). Cambridge Univ. Press; pp. 127-162.

JONES, M.D.H., HENDERSON-SELLERS, A. (1990) History of the greenhouse effect. *Progr. Phys. Geog.* 14 (1), 1-18.

JONES, P.D., WIGLEY, T.M.L. (1990a) Global warming trends. *Sci. Am.* 263, 84-91.

JONES, P.D., WIGLEY, T.M.L. (1990b) Tendencias hacia el calentamiento global. *Invest. & Ciencia*, Nº 169, 8-16.

JONES, A., ROBERTS, D.L., SLINGO, A. (1994) A climate model study of indirect radiative forcing by anthropogenic sulphate aerosols. *Nature* 370, 450-453.

JOSEPH, J.H. (1971) On the calculation of solar radiation fluxes in the troposphere. *Solar Energy* 13, 251-261.

JOSEPH, J.H., WOLFSON, N. (1975) The ratio of absorption to backscatter of solar radiation by aerosols during Khamsin conditions and effects on the radiation balance. *J. Appl. Meteorol.* 14, 1389-1396.

JUOZAITIS, A., VLEVIČIUS, V., GIRGŽDYS, A., WILLEKE, K. (1993) Differentiation of hydrophobic from hydrophilic submicrometer aerosol particles. *Aerosol Sci. Tech.* 18, 202-212.

JUNGE, C. (1954) The chemical composition of atmospheric aerosols, I: measurements at Round Hill field station, June-July 1953. *J. Meteorol.* 11, 323-333.

JUNGE, C.E., CHAGNON, C.W., MANSON, J.E. (1961) Stratospheric aerosol. *J. Atmos. Sci.* 18, 81-108.

Junge, C. (1977) Cambios en la atmósfera terrestre producidos por el hombre y el desarrollo futuro. *Universitas* XV (Nº 2, dic.), 107-114.

Kaiser, T., Schweiger, G. (1993) Stable algorithm for the computation of Mie coefficients for scattered and transmitted fields of a coated sphere. *Comp. Phys*. 7, 682-686. (Ver también: <http://atol.ucsd.edu/~pflatau/scatlib/index.htm#coated>).

Karl, T.R., Nicholls, N., Gregory, J. (1997) The coming climate. *Sci. Am.* 276 (5), 78-83.

Karl, T.R., Trenberth, K.E. (1999) The human impact on climate. *Sci. Am.* 281 (6), 100-105.

Kaufman, Y., Fraser, R.S., Mahoney, R.L. (1991) Fossil fuel and biomass burning effect on climate – heating or cooling? *J. Climate* 4, 578-588.

Kaufman, Y.J. (1995) Remote sensing of direct and indirect forcing. En: *Aerosol Forcing of Climate* (R.J. Carlson and J. Heintzenberg, edits.), J. Wiley & Sons, Ltd; pp. 297-332.

Keating, C.F. (2007) A simple experiment to demonstrate the effects of greenhouse gases. *The Phys. Teach.* 45, 376-378.

Keeling, C.D. (1970) Is carbon dioxide from fossil fuel changing man's environment? *Proc. Am. Phil. Soc.* 114, 10-17.

Keith, D.W. (2000) Geoengineering the climate: history and prospect. *Ann. Rev. Energy & Environ.* 25, 245-284.

KELLOG, W.W., CADLE, R.D., ALLEN, E.R., LAZRUS, A.L., MARTELL, E.A. (1972) The sulphur cycle. *Science* 175, 587-596.

KELLOG, W.W., COAKLEY, J.A., GRAMS, G.W. (1975) Efect of Anthropogenic Aerosols on the Global Climate. En: *Proceedings of the WMO/ IAMAP Symposium on Long-Term Climatic Fluctuations*, Norwich, Aug. 1975 (WMO Doc. 421). World Meteorological Organization, Geneva; pp. 323-330.

KELLOG, W.W. (1979) Influences of mankind on climate. *Ann. Rev. Earth Planet.* Sci. 7, 63-92.

KELLOG, W.W. (1980) Aerosols and climate. En: *Interactions of Energy and Climate* (W. Bach, J. Pankrath, and J. Williams, eds.) D. Reidel Pub. Co; pp. 281-296.

KELLOG, W.W. (1987) Mankind's impact on climate: the evolution of awareness. *Climatic Change* 10, 113-136.

KELLY, P.M., JONES, P.D., ROBOCK, A., BRIFFA, K.R. (1998) The contribution of Hubert H. Lamb to the study of volcanic effects on climate. *Weather* 53 (7), 209-222.

KEMPTON, W. (1991) Lay perspectives on global climate change. *Global Environ. Change* 1, 183-208.

KERR, R.A. (1992) Pollutant haze cools the greenhouse. *Science* 255, 682-684.

KERR, R.A. (2001) It's official: humans are behind most global warming. *Science* 291, 566.

KESKINEN, J., PIETARINEN, K., LEHTIMÄKI, M. (1992) Electrical low pressure impactor. *J. Aerosol Sci.* 23, 353-360.

KHALIL, M.A.K. (1999). Non-CO_2 greenhouse gases in the atmosphere. *Ann. Rev. Energy & Environ.* 24, 645-661.

KHILYUK, L., CHILINGAR, G.V. (2003) Global warming: are we confusing cause and effect? *Energy Sources* 25, 357-370.

KHILYUK, L.F., CHILINGAR, G.V. (2004) Global warming and long-term climatic changes: a progress report. *Environ. Geol.* 46, 970-979.

KHILYUK, L., CHILINGAR, G.V. (2006) On global forces of nature driving the Earth's climate. Are humans involved? *Environ. Geol.* 50, 899-910.

KIEHL, J.T., BRIEGLEB, B.P. (1993) The relative roles of sulfate aerosols and greenhouse gases in climate forcing. *Science* 260, 311-314.

KIEHL, J.T., SCHNEIDER, T.L., RASCH, P.J., BARTH, M.C., WONG, J. (2000) Radiative forcing due to sulfate aerosols from simulation with the National Center for Atmospheric Research Community Climate Model, version 3. *J. Geophys. Res.* 105 (D1), 1441-1458.

KLEINDIENST, T.E., SMITH, D.F., LI, W., EDNEY, E.O., DRISCOLL, D.J., SPEER, R.E., WEATHERS, W.S. (1999) Secondary organic aerosol formation from the oxidation of aromatic hydrocarbons in the presence of dry submicron ammonium sulfate aerosol. *Atmos. Environ.* 33, 3669-3681.

KNOX, R.S. (1999) Physical aspects of the greenhouse effect and global warming. *Am. J. Phys.* 67, 1227-1238.

KNOX, R.S. (2004) Non-radiative energy flow in elementary climate models. *Phys. Lett.* A329, 250-256.

KNOX, R.S., LA TOURETTE, R. J. (2009) Application of a dynamical two-box dynamical two-box surface-atmosphere model to the Mount Pinatubo cooling event. ADS website: ArXiv: 0812.0573. (<http://lanl.arxiv.org/ftp/arxiv/papers/0812/0812.0573.pdf>); 29 pp.

KNUTTI, R. (2012) Should we believe model predictions of future climate change? *Phil. Trans. R. Soc. A* 366, 4647-4664.

KOKHANOVSKY, A. (2004) Optical properties of terrestrial clouds. *Earth-Sci. Rev*. 64, 189-241.

KONDRATYEV, K.YA., MOSKALENKO, N.I. (1980) The greenhouse effect of planetary atmospheres. *Il Nuovo Cimento* 3C, 436-460.

KONDRATYEV, K.YA., VAROTSOS, C. (1995) Atmospheric greenhouse effect in the context of global climate change. *Il Nuovo Cimento* 18C, 123-151.

KOSCHMIEDER, H. (1924) Theorie der horizontalen sichtweite. *Contrib. Atmos. Phys.* 43, 33-55.

KOULAIDIS, V., CHRISTIDOU, V. (1999) Models of students' thinking concerning the greenhouse effect and teaching implications. *Sci. Educ.* 83, 559-576.

KOUTSOYIANNIS, D., EFSTRATIADIS, A., MAMASSIS, N., CHRISTOFIDES, A. (2008) On the credibility of climate predictions. *Hydro. Sci. J.* 53, 671–684.

KRAMM, G., DLUGI, R., ZELGER, M. (2009) Comments on the "proof of the atmospheric greenhouse effect" by Arthur B. Smith. Publicación

(ADS website) arXiv: 0904.2767 (<http://arxiv.org/ftp/arxiv/papers/0904/0904.2767.pdf>; 22 pp.).

KRAMM, G., DLUGI, R. (2010) On the meaning of feedback parameter, transient climate response, and the greenhouse effect: Basic considerations and the discussion of uncertainties. ADS website: arXiv: 1002.0883 [arxiv.org/ftp/arxiv/papers/1002/1002.0883.pdf]; 69 pp.

KRAUS, H., ALKHALAF, A. (1995) Characteristic surface energy balances for different climate types. *Int. J. Clim.* 15, 275-284.

KRISTIANSSON, J.E. (2002) Studies of the aerosol indirect effect of sulphate and black carbon aerosol. *J. Geophys. Res.* 107 (D15) 10.1029/2001JD00087.

KUHN, W.R., POSTAWKO, S.E. (1988) Solar radiation and the earth's atmosphere. *The Phys. Teach*. 26, 266-273.

KUNZIG, R. (2009) Escudos contra la radiación solar. *Invest.& Ciencia*, Nº 389 (Feb), 18-27.

LAMB, H.H. (1970) Volcanic dust in the atmosphere with a chronology and assessment of its meteorological significance. *Phil. Trans. Roy. Soc*. A266, 425-533

LAMBRIGHT, W.H., CHANGNON, S.A. (1989) Arresting technology: government, scientist, and weather modification. *Sc. Tech. Human Values* 14, 340-359.

LANDSBERG, H.E. (1970) Man-made climate changes. *Science* 170, 1265-1274.

LANDSBERG, H.E., ALBERT, J.M. (1974) The summer of 1816 and volcanism. *Weatherwise* 27, 63-66.

LANGMANN, B., HERZOG, M., GRAF, H-F. (1998) Radiative forcing of climate by sulfate aerosols as determined by a regional circulation chemistry transport model. *Atmos. Environ*. 32, 2757-2768.

LANGNER, J., RODHE, H., CRUTZEN, P.J., ZIMMERMANN, P. (1992) Anthropogenic influence on the tropospheric sulphate aerosol. *Nature* 359, 712-715.

LAUT, P. (2003) Solar activity and terrestrial climate: an analysis of some purported correlations. *J. Atmos. Solar-Terrest. Phys.* 65, 801-812.

LEADERER, B.P., STOLWIJK, J.A.J. (1980) Optical properties of the urban aerosol and their relation to chemical composition. *Ann. N. Y. Acad. Sci.* 338, 70-85.

LEAN, J. (1997). The Sun's variable radiation and its relevance for Earth. *Ann. Rev. Astron. & Astrophys*. 35, 33-67.

LEAN, J., RIND, D. (1998) Climate forcing by changing solar radiation. *J. Climate* 11, 3069-3094.

LEE, K.W., RAMAMURTHI, M. (1993) Filter collection. En: *Aerosol Messurement - Principles, Techniques and Applications* (K. Willeke y P.A. Baron, edits.), van Nostrand-Reinhold. New York; pp. 179-205.

LELIEVELD, J., HEINTZENBERG, J. (1992) Sulfate cooling effect on climate through in-cloud oxidation of anthropogenic SO_2. *Science* 258, 117-120.

LENOBLE, J., BROGNIEZ, C. (1984) A comparative review of radiation aerosol models. *Beitr. Phys. Atmos*. 57, 1-20.

LETTAU, H., LETTAU, K. (1969) Shortwave radiation climatonomy. *Tellus* 21, 208-222.

LEVIN, Z., JOSEPH, J.H., MEKLER, Y. (1980). Properties of Sharav (Khamsin) dust - comparison of optical and direct sampling data. *J. Atmos. Sci*. 37, 882-8891.

LIMA HON, V., RODRIGUEZ M., R. (1974). Criterios y Evaluación de la Contaminación Atmosférica por Polvos en la Zona Montalbán, La Vega. Trabajo especial de pre-grado. Universidad Católica "Andrés Bello". Facultad de Ingeniería. Caracas; 131 pp.

LINDZEN, R.S. (1990) Some coolness concerning global warming. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 71, 288-299.

LIOU, K., SASAMORI, T. (1975) On the transfer of solar radiation in aerosol atmosphere. *J. Atmos. Sci.* 32, 2166-2177.

LIOU, K-N., FREEMAN, K.P., SASAMORI, T. (1978) Cloud and aerosol effects on the solar heating rate of the atmosphere. *Tellus* 30, 62-70.

LIU, B.Y.H., LEE, K.W. (1976) Efficiency of membrane and nuclepore filters for sub-micrometer aerosols. *Environ. Sci. Tech*. 10, 345-350.

LODGE, O.J. (1885). Dust. *Nature* 31 (795), 265-269.

LOHMANN, U., FEICHTER, J., PENNER, J., LEAICHT, R. (2000) Indirect effect of sulfate and carbonaceous aerosols: a mechanistic treatment. *J. Geophys. Res.* (*Atmos.*) 105, 12193-12206.

LOHMANN, U., FEICHTER, J. (2005) Global indirect aerosol effects: a review. *Atmos. Chem. Phys.* 5, 715-737.

LOMBORG, B. (2008) El Ecologista Escéptico. Espasa Calpe, S.A. (4ª edición). Madrid; 632 pp.

LOWRY, W.P. (1980) Direct and Diffuse Solar Radiation: Variations with Atmospheric Turbidity and Altitude. IES Research Report nº 6 (UILU-IES 80 0006). Institute for Environmental Studies. University of Illinois. Urbana-Champaign, Illinois; 190 pp.

LOWRY, W.P. (1972). Atmospheric pollution and global climate change. *Ecology* 53 (5), 908-914.

LUEDDECKE, S.B., PINTER, N., MCMANUS, S.A. (2001). Greenhouse effect in the classroom: a project - and laboratory-based curriculum. *J. Geosci. Educ.* 49, 274-279.

LULO, E.J. (1970). Estudios sobre Contaminación Atmosférica. Trabajo de Ascenso. Universidad de los Andes, Mérida (Venezuela); 54 pp.

LUTHER, F.M. (1976) Relative influence of stratospheric aerosols on solar longwave radiative fluxes for a tropical atmosphere. *J. Appl. Meteorol.* 15, 951-955.

LYONS, T.J., SMITH, R.C.G., XINMEI, H. (1996) The impact of clearing for agriculture on the surface energy budget. *Int. J. Climate.* 16, 551-558.

MacCracken, M.C., Cess, R.D., Potter, G.L. (1986) Climate effects of anthropogenic Artic aerosols: an illustration of climate feedback mechanisms with one- and two-dimensional climate models. *J. Geophys. Res.* 91, 14445-14450.

Machado, A., Velázquez, H., García, N., García, C., Acosta, L., Córdova, A., Linares, M. (2007) Metales en PM_{10} y su dispersión en una zona de alto tráfico vehicular. *Interciencia* 32, 312-317.

Mahlman, J.D. (1998). Science and non-science concerning human-caused climate warming. *Ann. Rev. Energy & Environ.* 23, 83-105.

Maldonado, L. (2001). Calidad de Aire en Mérida. Trabajo especial de pregrado. Universidad de los Andes. Facultad de Ingeniería. Mérida (Venezuela); 127 pp.

Malinin, D.R., Yoe, J.H. (1961) Development of the laws of colorimetry. *J. Chem. Edu.* 38, 129-131.

Mamane, Y., de Pena, R.G. (1978) A quantitative method for the detection of individual submicrometer size sulfate particles. *Atmos. Environ.* 12, 69-82.

Manabe, S. (1983) Carbon dioxide and climate change. *Adv. Geophys.* 25, 39-82.

Manabe, S. (1997) Early development in the study of greenhouse warming: the emergence of climate models. *Ambio* 26, 47-51.

Manabe, S., Strickler, R.F. (1964) Thermal equilibrium of the atmosphere with a convective adjustment. *J. Atmos. Sci.* 21, 361-385.

MANABE, S., WEATHERALD, R.T. (1967) Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity. *J. Atmos. Sci.* 24, 241-259.

MANABE, S. (1997) Early development in the study of greenhouse warming: the emergence of climate models. *Ambio* 26, 47-51.

MARCHETTI, C. (1977). On geoengineering and the CO_2 problem. *Climatic Change* 1 (1), 59-68.

MARGOLIS, J.S., MCCLEESE, D.J., HUNT, G.E. (1972) Laboratory simulation of diffuse reflectivity from a cloudy planetary atmosphere. *Appl. Opt.* 11, 1212-1216.

MARÍA, S.F., RUSSELL, L.M., TURPIN, B.J., PORCJA, R.J. (2002) FTIR measurements of functional groups and organic mass in aerosol samples over the Caribbean. *Atmos. Environ*. 36, 5185-5196.

MARING, H., SCHWARTZE, G. (1994) A condensation particle counter for long-term continuous use in the remote marine environment. *Atmos. Environ.* 28, 3293-3298.

MARING, H., SAVOIE, D.L., IZAGUIRRE, M.A., MCCORMICK, C., ARIMOTO, R., PROSPERO, J.M., PILINIS, C. (2000) Aerosol physical and optical properties and their relationship to aerosol composition in the free troposphere at Izaña, Tenerife, Canary Islands, during July 1995. *J. Geophys. Res.* 105 (D11), 14677-14700.

MARN-PNUD (2005) Primera Comunicación Nacional en Cambio Climático de Venezuela. Ministerio del Ambiente y de los Recursos Naturales Renovables (MARNR) Caracas; 141 pp.

MARSHALL, S.F., COVERT, D.S., CHARLSON, R.J. (1995) Relationship between asymmetry parameter and hemispheric backscatter ratio: implications for climate forcing by aerosols. *Appl. Opt.* 34, 6306-6311.

MARTIN, S.T., HUNG, H-M., PARK, R.J., JACOB, D.J., SPUR, R.D.J., CHANCE, K.V., CHIN, M. (2004) Effects of the physical state of troposheric ammonium-sulfate-nitrate particles on global direct radiative forcing. *Atmos. Chem. Phys.* 4, 183-214.

MARTÍN, J., GARCÍA, L., OCCELLI, M. (2009) Una simulación para interpretar el calentamiento global del planeta Tierra. *Latin Am. Caribbean J. Eng. Educ.* 31, 27-34.

MASON, B.J. (1989) The greenhouse effect. *Contemp. Phys.* 30, 417-432.

MASON, J. (1992) The greenhouse effect and global climate change. *Sch. Sci. Rev.* 73 (265), 7-15.

MASON, J. (1993) Role of the oceans in global climate change. *Contemp. Phys.* 34, 19-30.

MASON, B.J. (1995) Predictions of climate change caused by man-made emissions of greenhouse gases: a critical assessment. *Contemp. Phys.* 36, 299-319.

MASON, B.J. (2002) The role of clouds in the radiative balance of the atmosphere and their effects on climate. *Contemp. Phys.* 43, 1-11.

MASTRANDREA, M.D., SCHNEIDER, S.H. (2008). Resource letter GW-2: global warming. *Am. J. Phys*. 76 (7), 608-614.

MATHAI, C.V., HARRISON, A.W. (1980) Estimation of atmospheric aerosol refractive index. *Atmos. Environ.* 14, 1131-1135.

MATTHEWS, W.H. (1973) Climatic effects of man's activities. *Int. J. Environ. Stud.* 4, 283-289.

MAY, E., CARON, Z. (2009) Global Warming for Dummies. J. Wiley & Sons Canada, Ltd. 362 pp.

MAYTÍN, C.E., ACEVEDO, M.F., JAIMEZ, R., ANDRESSEN, R., HARWELL, M.A., ROBOCK, A., AZÓCAR, A. (1995) Potential effects of global climate change on the phenology and yield of maize in Venezuela. *Climatic Change* 29, 189-211.

MAURELLIS, A., TENNYSON, J. (2003) The climatic effects of water vapour. *Phys. World* 16, 29-33.

MCCORMICK, R.A., LUDWIG, J.H. (1967) Climate modification by atmospheric aerosol. *Science* 156, 1358-1359.

MCCORMICK, M.P., THOMASON, L.W., TREPTE, C.R. (1995) Atmospheric effects of the Mt. Pinatubo eruption. *Science* 373, 399-404.

MCGUFFIE, K., HENDERSON-SELLERS, A. (1997) A Climate Modelling Primer, 2nd edition. John Wiley & Sons. Chichester-New York; 253 pp.

MCINTURFF, R.M., MILLER, A.J., ANGELL, J.K., KORSHOVER, J. (1971) Possible effects on the stratosphere of the 1963 Mt. Agung eruption. *J. Atmos. Sci.* 28, 1304-1307.

McMurry, P.H. (2000) A review of atmospheric aerosol measurements. *Atmos. Environ*. 34, 1959-1999.

Meador, W.E., Weaver, W.R. (1980) Two-stream approximations to radiative transfer in planetary atmospheres: a unified description of existing methods and a new improvement. *J. Atmos. Sci.* 37, 630-643.

Meloni, D., di Sarra, A., Di Iorio, T., Fiocco, G. (2005). Influence of the vertical profile of Saharan dust on the visible direct radiative forcing. *J. Quant. Spec. Rad. Transf.* 93, 397-413.

Menon, S. (2004). Current uncertainties in assessing aerosol effects on climate. *Ann. Rev. Environ. Resour*. 29, 1-30.

Michelangeli, D.V., Allen, M., Yung, Y.L., Shia, R-L., Crisp, D., Eluszkiewicz, J. (1992) Enhancement of atmospheric radiation by an aerosol layer. *J. Geophys. Res.* 97 (D1), 865-874.

Mijangos, F., Figueruelo, J.E. (2006) Algunos cálculos químicos físicos en el fenómeno del calentamiento global. *Anal. Quím.* 102, 48-52.

Milford, J.B., Davidson, C.I. (1987) The sizes of particulate sulfate and nitrate in the atmosphere – a review. *J. Air Pollut. Control Assoc*. 37, 125-134.

Milham, W.J. (1924) The year 1816 – the cause of abnormalities. *Mon. Wea. Rev.* 52, 563-570.

Miller, S.L. (1953). A production of amino acids under possible primitive Earth conditions. *Science* 117 (3046), 528-529.

MILLER, R.L., TEGEN, I. (1998) Climate response to soil dust aerosol. *J. Climate* 11, 3247-3267.

MITCHELL, J.M. (1961) Recent secular changes of global temperature. *Ann. N.Y. Acad. Sci.* 95, 235-250.

MITCHELL, J.M. (1970) A preliminary evaluation of atmospheric pollution as a cause of the global temperature fluctuation of the past century. En: *Global Effects of Environmental Pollution*, Springer-Verlag/D. Reidel, New York, 139-155.

MITCHELL, J.M. (1971) The effect of atmospheric aerosols on climate with special reference to temperature near the earth's surface. *J. Appl. Meteorol.*10, 703-714.

MITCHELL, J. (1976) An overview of climate variability and its causal mechanism. *Quat. Res*. 6, 481-493.

MITCHELL, J.B. (1989) The "greenhouse" effect and climate change. *Rev. Geophys.* 27, 115-139.

MITCHELL, J. (1990) Greenhouse physics. *Phys. World*. June issue, 27-32.

MITCHELL, J.F.B., JOHNS, T.C., GREGORY, J.M., TETT, S.F.B. (1995) Climate response to increasing levels of greenhouse gases and sulphate aerosols. *Nature* 376, 501-504.

MITCHELL, J.F.B., JOHNS, T.C. (1997) On modifications of global warming by sulfate aerosols. *J. Climate* 10, 245-267.

MOLNAR, G.I., KO, M.K.W., ZHOU, S., SZE, N.D. (1994) Climatic consequences of observed ozone loss in the 1980s – relevance to the greenhouse problem. *J. Geophys.* Res. 99 (D12), 25755-25760.

MOLNÁR, A., MÉSZÁROS, E. (2001) On the relation between the size and chemical composition of aerosol particles and their optical properties. *Atmos. Environ*. 35, 5053-5058.

MOOSMÜLLER, H., ARNOTT, W.P. (2003) Angular truncation errors in integrating nephelometry. *Rev. Sci. Instrum*. 74, 3492-3501.

MORALES, J.A., HERMOSO, M., SERRANO, J., SANHUEZA, E. (1990) Trace elements in the Venezuelan savannah atmosphere during dry and wet periods, with and without vegetation burning. *Atmos. Environ.* 24, 407-414.

MORALES, J., PIRELA, D., DURÁN, J. (1995) Determinations of levels of Na, K, Ca, Mg, Fe, Zn and Cu in aerosols of the western Venezuelan savannah region. *Sci. Total Environ*. 180, 155-164.

MORALES, J.A., PIRELA, D., GONZÁLEZ DE NAVA, M., SOSA DE BORREGO, B., VELÁSQUEZ, H., SÁNCHEZ DE GRATEROL, L. (1996) Chemical composition of the atmospheric particles in the lake Maracaibo basin western region, Venezuela. En: *Nucleation and Atmospheric Aerosols* (Markku Kulmala & Paul E. Wagner, edits.) Elsevier; pp. 658-661.

MORALES, J.A., PIRELA, D. G., DE NAVA, M. S., DE BORREGO VELÁSQUEZ, H., DURÁN, J. (1998) Inorganic water soluble ions in atmospheric particles over Maracaibo lake basin in the western region of Venezuela. *Atmos. Res*. 46, 307-320.

MORAWSKA, L., JOHNSON, G., RISTOVSKI, Z.D., AGRANOVSKI, V. (1999) Relation between particle mass and number for submicrometer airborne particles. *Atmos. Environ*. 33, 1983-1990.

MORRISETTE, P.M., DARMSTADTER, J., PANTINGA, A.J., TOMAN, M.A. (1991) Prospects for a global greenhouse gas accord: lessons from other agreements. *Global Environ. Change* 1, 209-223.

MUGNAI, A., FIOCCO, G., GRAMS, G. (1978) Effects of aerosol optical properties and size distributions on heating rates induced by stratospheric aerosols. *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.* 104, 783-786.

MULHOLLAND, G.W., BRYNER, N.P. (1987) Light extinction and total scattering measurements via a transmission cell-reciprocal nephelometer. *Chem. Phys. Process Combust.* 34-1 - 34-4.

MULHOLLAND, G.W., BRYNER, N.P. (1994) Radiometric model of the transmission cell-reciprocal nephelometer. *Atmos. Environ*. 28, 873-887.

MULIK, J., WITTGENSTEIN, E. (1977) Symposium on Ion Chromatographic Analysis of Environmental Pollutants at the Environmental Protection Agency (EPA). Research Triangle Park, North Caroline (28 April).

MUNN, R.E., BOLIN, B. (1971) Global air pollution meteorological aspects: a survey. *Atmos. Environ.* 5, 363-402.

MYHRE, G., STORDAL, F., RESTAD, K., ISAKSEN, I.S.A. (1998) Estimation of the direct radiative forcing due to sulfate and soot aerosols. *Tellus* 50B, 463-477.

MYHRE, G., MYHRE, A., STORDAL, F. (2001) Historical evolution of radiative forcing of climate. *Atmos. Environ*. 35, 2361-2373.

NAS (1985) The Effects on the Atmosphere of a Mayor Nuclear Exchange. National Academy of Science (NAS) - National Academy Press, Washington D.C. 193 pp.

NASA (1962) U.S. Standard Atmosphere, 1962. Gov. Printing Office. Washington, D.C. 278 pp.

NEMESURE, S., WAGENER, R., SCHWARTZ, S.E. (1995) Direct shortwave forcing by the anthropogenic sulfate aerosol: sensitivity to particle size, composition, and relative humidity. *J. Geophys. Res.* 100D, 26105-26116.

NEWELL, R.E. (1970) Stratospheric temperature change from the Mt. Agung volcanic eruption of 1963. *J. Atmos. Sci.* 27, 977-978.

NEWELL, R.E. (1971) The global circulation of atmospheric pollutants. *Sci. Am*. 224 (1), 32-42.

NEWELL, R.E. (1981) Further studies of the atmospheric temperature change produced by the Mount Agung volcanic eruption in 1963. *J. Volcanol. Geotherm. Res*. 11, 61-66.

NEWMAN, L. (1978) Techniques for determining the chemical compositions of aerosol sulfur compounds. *Atmos. Environ.* 12, 113-125.

NUEMANN, J. (1973) Radiation absorption by droplets of sulphuric acid water solutions and by ammonium sulphate particles. *J. Atmos. Sci.* 30, 95-100.

NEUMANN, J., COHEN, A. (1972) Climatic effects of aerosol layers in relation to solar radiation. *J. Atmos. Sci.* 11, 651-657.

NILSSON, B. (1990) Correlation between atmospheric aerosol extinction and meteorological parameters. En: *Aerosols, Science, Industry, Health and Environment*, Vol. 1 (S. Masuda & K. Takahashi, edits.), Pergamon; pp. 299-302.

NOGUERA, C. (1992a) Valuation of the aerosols abundance on marine atmosphere of tropical latitudes. En: *Second International Congress of Energy, Environment and Technology Innovation*, Universitá di Roma "La Sapienza" (oct.12-16), Roma, Italia. Proc. Vol. 1; pp.101-106.

NOGUERA, C. (1992b) Determinación de la profundidad óptica de aerosoles en una atmósfera marina de latitud tropical. En: memorias del *IV Encuentro Nacional de Clima, Agua y Tierra/IV Jornadas Nacionales de Hidrología, Meteorología y Climatología* (Caracas, 23-26 marzo 1992), Tomo I; pp. 48-65.

NORDELL, B. (2003) Thermal pollution causes global warming. *Global Planet. Change* 38, 305-312.

NORTH, G.R., CAHALAN, R.F., COAKLEY, J.A. (1981) Energy-balance climate models. *Rev. Geophys. Space Phys.* 19, 91-122.

NYEKI, S., BALTENSPERGER, U., COLBECK, I., JOST, D.T., WEINGARTNER, E., GÄGGELER, H.W. (1998) The Jungfraujoch high-alpine research station (3454 m) as a background clean continental site for the measurement of aerosol parameters. *J. Geophys. Res.* 103 (D6), 6097-6107.

OJALA, C.F., OJALA, E.J. (1987) Airbone particles. *The Sci. Teach*. 54, 41-42.

OLIVER, R.C. (1976) On the response of hemispheric mean temperature to stratospheric dust: an empirical approach. *J. Appl. Meteorol.* 15, 933-950.

OMAR, A.H., BIEGALSKI, S., LARSON, S.M., LANDSBERGER, S. (1999) Particulate contributions to light extinction and local forcing at a rural Illinois site. *Atmos. Environ.* 33, 2637-2646.

OPPENHEIMER, C. (2003) Climatic, environmental and human consequences of the largest known historic eruption: Tambora volcano (Indonesia) 1815. *Prog. Phys. Geog.* 27, 230-259.

ORESKE, N., SHRADER-FRECHETTE, K., BELITZ, K. (1994). Verification, validation, and confirmation of numerical models in the Earth sciences. *Science* 263, 641-646.

O'SULLIVAN, C.T. (1990) Newton's law of cooling - a critical assessment. *Am. J. Phys*. 58 (10), 956-960.

OTT, W.R., ROBERTS, J.W. (1998) Everyday exposure to toxic pollutants. *Sci. Am.* 278 (2), 86-91.

PAETH, H., FEICHTER, J. (2006) Greenhouse-gas versus aerosol forcing and African climate. *Clim. Dyn.* 26, 35-54.

PALTRIDGE, G.W., PLATT, C.M.B. (1973) Absorption and scatter of radiation by an aerosol layer in the free atmosphere. *J. Atmos. Sci*. 30, 734-737.

PALTRIDGE, G.W. (1974) Global cloud and earth surface temperature. *J. Atmos. Sci.* 31, 1571-1576.

PALTRIDGE, G.W., PLATT, C.M.B. (1976) Radiative Process in Meteorology and Climatology. Elsevier Sci. Pub. Co; pp. 215-241.

PAN, W., TATANG, M.A., MCRAE, G.J., PRINN, R.G. (1997) Uncertainty analysis of direct radiative forcing by anthropogenic sulfate aerosols. *J. Geophys. Res.* 102 (D18), 21915-21924.

PANOFSKY, H.A. (1969) Air pollution meteorology. *Am. Sci.* 57, 269-285.

PARKER, D.E., WILSON, H., JONES, P.D., CHRISTY, J.R., FOLLAND, C.K. (1996) The impact of Mount Pinatubo on world-wide temperatures. *Int. J. Climate* 16, 487-497.

PARRY, M., SKELDING, R. (1998) Physics in the Environment (Supported Learning in Physics Project – The Open University). Heinemann Educ. Pub. U.K. 236 pp.

PECKHAM, G.E. (1991) Instrumentation and measurement in atmospheric remote sensing. *Rep. Prog. Phys.* 54, 531-578.

PENNDORF, R. (1962) Angular Mie scattering. *J. Opt. Soc. Am.* 52, 402-408.

PENNER, J.E., DICKINSON, R.E., O'NEILL, C.A. (1992) Effects of aerosol from biomass burning on the global radiation budget. *Science* 256, 1432-1433.

PENNER, J.E., CHARLSON, R.J., HALES, J.M., LAULAINEN, N.S., LEIFER, R., NOVAKOV, T., OGREN, J., RADKE, L.F., SCHWARTZ, S.E., TRAVIS, L. (1994) Quantifying and minimizing uncertainty of climate forcing by anthropogenic aerosols. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 75, 375-400.

Penner, J.E., Andreae, M., Annegarn, H., Barrie, L., Feichter, J., Hegg, D., Jayaraman, A., Leaitch, R., Murphy, D., Nganga, J., Pitari, G. *et al.* (2001) Aerosols, their direct and indirect effects. En: *Climatic Change – The Scientific Basis* (J.T. Houghton, Y. Ding, D.J. Griggs, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, C.A. Johnson, edits.). Intergovernmental Panel of Climate Change (IPCC). Cambridge Univ. Press; pp. 289-348.

Peñaloza M., M.A. (1988a) El invierno nuclear como arma teórica de disuasión. *Rev. Vzlana Cien. Pol*. Año II (3), 129-172.

Peñaloza M, M.A. (1988b) The nuclear winter in a homogeneous local atmosphere: The anti-greenhouse effect on a one-dimensional radiative model. En: *International Symposium on Scientists, Peace and Disarmament* (G. Lemarchand y A. Pedace, editores). World Scientific, Singapore; pp. 46-47.

Peñaloza M, M.A. (1993) La Aproximación de Eddington en la Transferencia y Calentamiento-Enfriamiento Radiativos de Configuraciones Plano-Paralelas. Trabajo de ascenso. Universidad de los Andes, Facultad de Ciencias, Departamento de Física. Mérida (Venezuela); 356 pp.

Peñaloza M., M.A. (1996) A determination of the greenhouse parameter for dry and unpolluted air. *Atmósfera* 9, 99-118.

Peñaloza, M., Colbeck, I. (1996) A theoretical evaluation of the radiative properties of ammonium sulfate and caffeine aerosols at 632 nm. *J. Aerosol Sci*. 27 (Sup. 1), S553-S554.

PEÑALOZA M., M.A. (1999) Deriving the basic cell-reciprocal integrating nephelometer equation and its use for calibration purposes: a comprehensive approach. *Meas. Sci. Tech.* 10, R1-R15.

PEÑALOZA M., M.A. (2000a) Aerosoles antropogénicos: una síntesis referencial de sus influencias en la atmósfera. *Rabsu* 1 (2), 107-119.

PEÑALOZA M., M.A. (2000b) An alternative method of studying the optical properties of highly non-absorbing spherical monodisperse aerosol using a cell-transmissometer. *J. Aerosol Sci*. 31, 1231-1250.

PEÑALOZA M., M.A., LUNA, M., DUGARTE M., F.E. (2000c). Determinación del tamaño de partículas-aerosoles por el método de difracción de rayo láser. En*: Memorias del I Encuentro con la Física*, Universidad de los Andes, Fac. de Ciencias, Dpto. de Física. Mérida-Venezuela; pp. 139-143.

PEÑALOZA M., A. (2001) Ilustrando el recalentamiento global terrestre: introducción básica al "efecto invernadero" por la contaminación antropogénica del aire. *Geoenseñanza* 6 (2), 257-278.

PEÑALOZA M., M.A. (2002a) Introducción a la Física de la Contaminación Atmosférica. Ediciones CELCIEC (Centro Latinoamericano y del Caribe para la Investigación de la Enseñanza de la Ciencia), Facultad de Ciencias de la Universidad de los Andes (ULA). Mérida, Venezuela; 58 pp.

PEÑALOZA-MURILLO, M.A. (2002b) Optical response of the atmosphere during the Caribbean total solar eclipses of 26 February 1998 and of 3 February 1916 at Falcón state, Venezuela. *Earth Moon Planets* 91, 125-159.

PEÑALOZA-MURILLO, M.A. (2011). Physical characterization of experimental cylindrical-shaped aerosol of trimethylxanthine, with scanning electron microscopy, useful as reference of airborne particles for atmospheric and environmental studies. *Acta Microscópica* 20 (1), 78-90.

PEÑALOZA-MURILLO, M.A. (2014). El doble papel del ozono y del UV-B en la salud humana. *Botica*, Nº 18, 7-13 (www.botica.com.ve/articulos_de_botica/botica18/ozonouvb.pdf).

PEÑALOZA O., D.I. (2012) Caracterización Morfo-Química de Material Particulado Fino (PM_{10} y $PM_{2,5}$) Colectado en Diferentes Sectores de la Ciudad de Mérida. Trabajo especial de pre-grado. Universidad de los Andes. Facultad de Ciencias, Departamento de Física, Mérida (Venezuela); 70 pp.

PÉREZ GONZÁLEZ, MA. E. (2006) El cambio climático y las temperaturas. *Rev. Inst. Est. Econ.* Nº 3-4, 177-208.

PERRONE, M.R., BERGAMO, A. (2011) Direct radiative forcing during Saharan dust intrusions at a site in the Central Mediterranean: Anthropogenic particle contribution. *Atmos. Res.* 101, 783-798.

PESIC, P. (2005). The sky is falling: Newton's droplets, Clausiuss bubbles and Tyndall's sky matter. *Euro. J. Phys.* 26, 189-193.

PETERSON, J. (1986) Scientific studies of the unthinkable - The physical and biological effects of nuclear war. *Ambio* 15 (2), 60-69.

PETERSON, J.T. (1968) Measurements of atmospheric aerosol and infrared radiation over Northwest India and their relationship. ONR Tech. Rept. 38, Dept. of Meteorology, Univ. of Wisconsin.

PETERSON, J.T., BRYSON, R.A. (1968) Atmospheric aerosols: increased concentrations during the last decade. *Science* 162, 120-121.

PETERSON, J.T., WEINMAN, J.A. (1969) Optical properties of quartz dust particles at infrared wavelengths. *J. Geophys. Res.* 74, 6947-6952.

PETIT, N.J., JOHNSON, P. (1982) Weather satellite pictures and how to obtain them. *The Phys. Teach.* 20, 381-392.

PFEIFFER, H.G., LEIBHAFSKY, H.A. (1951) The origins of Beer's law. *J. Chem. Edu*. 28, 123-125.

PILINIS, C., PANDIS, S.N., SEINFELD, J.H. (1995) Sensitivity of direct climate forcing by atmospheric aerosols to aerosol size and composition. *J. Geophys. Res.* 100D, 18739-18754.

PITTOCK, A.B., ACKERMAN, T.P., CRUTZEN, P.J., MACCRAKEN, M.C., SHAPIRO, C.S., TURCO, R.P. (1985) Environmental Consequences of Nuclear War. SCOPE 28, Vol. 1, Physical and Atmospheric Effects (2nd. Edit). Scientific Committee on Problems of the Environment (SCOPE) of the International Council of Scientific Unions (ICSU). John Wiley & Sons; 359 pp.

PITTOCK, A.B. (1987) Nuclear Winter in Australia and New Zealand - Beyond Darkness. Sun Books - The McMillan Co. of Australia, Melbourne; 264 pp.

Plass, G. (1956a) Effect of carbon dioxide variations on climate. *Am. J. Phys.* 24, 376-387.

Plass, G. (1956b). Carbon dioxide and climate. *Am. Sci.* 44 (3), 302-316.

Plass, G.N. (1959) Carbon dioxide and climate. *Sci. Am.* 201, 41-47.

Pollack, J.B., Toon, O.W., Khare, B.N. (1973) Optical properties of some terrestrial rocks and glasses. *Icarus* 19, 372-389.

Pollack, J.B., Toon, O.B., Sagan, C., Summers, A., Baldwin, B., van Camp, W. (1976a) Volcanic explosions and climatic change. *J. Geophys. Res.* 81, 1071-1083.

Pollack, J.B., Toon, O.B., Summers, A., Van Camp, W., Baldwin, B. (1976b) Estimates of the climate impact of aerosols produced by space shuttles, SST's, and other high flying aircraft. *J. Appl. Meteorol.* 15, 247-258.

Podzimek, J. (2000). History of atmospheric aerosol science between 1990 and 1950. En: *History of Aerosol* (O. Preining & E.J. Davis, edits.), Proceedings of the First Symposium on the History of Aerosol Science (Vienna, 1999). Austrian Academy of Science; pp. 57-68.

Porch, W.M., Charlson, R.J., Radke, L.F. (1970) Atmospheric aerosol: does a background level exist? *Science* 170, 315-317.

Potter, G.L., Ellsaesser, H.W., MacCracken, M.C. (1980) Climate change due to anthropogenic surface albedo modification. En: *Interactions of Energy and Climate* (W. Bach, J. Pankrath & J. Williams, edits.) D. Reidel Pub. Co; pp. 317-326.

POWER, H.C. (2003) The geography and climatology of aerosols. *Prog. Phys. Geog.* 24, 502-547.

PRATHER, A., HATCH, C.D., GRASSIAR, V.H. (2008) Analysis of atmospheric aerosols. *Ann. Rev. Anal. Chem*. 1, 485-514.

PREINING, O. (1991) Aerosol and climate - an overview. *Atmos. Environ.* 25A, 2443-2444.

PREINING, O. (1993) Global climate change due to aerosols. En: *Global Atmospheric Chemical Change* (C.N. Hewitt & W.T. Sturges, eds.). Elsevier Appl. Sci. London; pp. 93-122.

PRENNI, A.J., DEMOTT, P.J., KREIDENWEIS, S.M. (2003) Water uptake of internally mixed particles containing ammonium sulfate and dicarboxylic acids. *Atmos. Environ.* 37, 4243-4251.

PROSPERO, J.M., GLACCUM, R.A., NESS, R.J. (1981) Atmospheric transport of soil dust from Africa to South America. *Nature* 289, 570-572.

PROSPERO, J.M., CHARLSON, R.J., MOHNEN, V., JAENICKE, R., DELANY, A.C., MOYERS, J., ZOLLER, W., RAHN, K. (1983) The atmospheric aerosol system: an overview. *Rev. Geophys. Space Phys*. 21, 1607-1629.

PROSPERO, J.M. (2014). Characterizing the temporal and spatial variability of African dust over the Atlantic. *Past Global Changes (PAGES Magazine)* 22 (2), 68-69.

PUIGCERVER, M. (1979) Atmósfera y contaminación atmosférica. *Invest. & Ciencia*, Nº 37, 104-120.

QUENZEL, H. (1970) Determination of size distribution of atmospheric aerosol particles from spectral solar radiation measurements. *J. Geophys. Res*. 75, 2915-2921.

QUINN, P.K.L., ANDERSON, T.L., BATES, T.S., DLUGI, R., HEINTZENBERG, J., VON HOYNINGEN-HUENE, W., KULMALA, M., RUSSELL, P.B., SWIETLICKI, E. (1996) Closure in tropospheric aerosol-climate research: a review and future needs for addressing aerosol direct shortwave radiative forcing. *Beit. Phys. Atmos.* 69, 547-577.

QUINTANA-GÓMEZ, R.A. (1999) Trends of maximun and minimum temperatures on northern South America. *J. Climate* 12, 2104-2112.

QUINTANA, R. (2001) Cambios Climáticos en Sur América. Ediciones de la Universidad Ezequiel Zamora (Colección Ciencia y Tecnología) Fondo Editorial de la UNELLEZ. Barinas (Edo. Barinas, Venezuela); 130 pp.

RAMANATHAN, V., COAKLEY, J.A. (1978) Climate modeling through radiative-convective models. *Rev. Geophys. Space Phys*. 16, 465-489.

RAMANATHAN, V., BARKSTROM, B.R., HARRISON, E.F. (1989) Climate and the earth's radiation budget. *Phys. Today* 42, 22-32.

RAMASWAMY, V., KIEHL, J.T. (1985) Sensitivities of the radiative forcing due to large loadings of smoke and dust aerosols. *J. Geophys. Res.* 90 (D3), 5597-5613.

RAMPINO, M.R., SELF, S., FAIRBRIDGE, R.W. (1979) Can rapid climate change cause volcanic eruptions? *Science* 206, 826-829.

RAMPINO, M.R., SELF, S. (1982) Historic eruptions of Tambora (1815), Krakatau (1883), and Agung (1963), their stratospheric aerosols, and climatic impact. *Quater. Res.* 18, 127-143.

RAMPINO, M.R., SELF, S. (1984) Sulphur-rich volcanic eruptions and stratospheric aerosols. *Nature* 310, 677-679.

RAMPINO, M.R., SELF, S., STOHERS, R.B. (1988) Volcanic winters. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 16, 73-99.

RANDALL, D.A. (1992) Global climate models: what and how. En: *AIP Conference Proceedings 247, Global Warming: Physics and Facts* (B.G. Levi, D. Hafemeister & R. Scriber, Edits.) American Institute of Physics. New York; pp.24-25.

RANDERSON, D. (1970) A comparison of the spectral distribution of solar radiation in a polluted and clear air mass. *J. Air Pollut. Control Assoc*. 20, 546-548.

RAO, U.R., CHAKRAVARTY, S.C. (1992) An evaluation of global warming and its impact. *Current Sci*. 62, 469-478.

RASCH, PH., J., CRUTZEN, P.J., COLEMAN, D.B. (2008). Exploring the geoengineering of climate using stratospheric sulfate aerosols: The role of particle size. *Geophys. Res. Lett*. 35, L02809, doi: 10.1029/2007GL032179; 6 pp.

RASOOL, S.I., SCHNEIDER, S.H. (1971) Atmospheric carbon dioxide and aerosols: effects of large increases on global climate. *Science* 173, 138-141.

RASOOL, S.I., SCHNEIDER, S.H. (1972) Reply. *Science* 175, 96.

Reck, R.A. (1974a) Influence of the surface albedo on the change in the atmospheric balance due to aerosols. *Atmos. Environ.* 8, 823-833.

Reck, R.A. (1974b) Aerosols in the atmosphere: calculation of the critical absorption/backscatter ratio. *Science* 186, 1034-1035.

Reck, R.A. (1975) Influence of aerosol cloud height on the change in the atmospheric radiation balance due to aerosols. *Atmos. Environ.* 9, 89-99.

Reck, R.A. (1976) Thermal and radiative effects of atmospheric aerosols in the Northern Hemisphere calculated using a radiative-convective model. *Atmos. Environ.* 10, 611-617.

Reck, R.A., Hummel, J.R. (1981) Influence of aerosol optical properties on surface temperatures computed with a radiative-convective model. *Atmos. Environ*. 15, 1727-1731.

Redway, J.W. (1921) The dust of the upper air. *Ecology* 2 (2), 104-109.

Rees, D. (1981). An energy balance climate model. *Int. J. Math. Educ. Sci. & Technol*. 12 (4), 377-386.

Rehfuss, D., Berger, L.I. (2010) Global warming cycles. *The Phys. Teach*. 48 (8), 501-502.

Reichman, J. (1973) Determination of absorption and scattering coefficients for nonhomogeneous media. 1: theory. *Appl. Opt.* 12, 1811-1815.

REIFSNYDER, W.E. (1989) A tale of ten fallacies: the skeptical enquirer's view of the carbon dioxide/climate controversy. *Agri. Forest Meteorol.* 47, 349-371.

REMSBERG, E.E. (1973) Stratospheric aerosol properties and their effects on infrared radiation. *J. Geophys. Res.* 78, 1401-1408.

RETAIN, C.H. (1974) A climatic model of solar radiation and temperature change. *Quater. Res*. 4, 25-38.

REVELLE, R. (1982) Carbon dioxide and world climate. *Sci. Am.* 247, 35-43.

REYNOLDS, R. (2003) Using weather satellites in physics education. *Eur. J. Phys.* 24, 583-597.

RIDGWELL, A.J. (2002) Dust in the Earth system: the biogeochemical linking of land, air and sea. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* A 360, 2905-2924.

ROBINSON, G.D. (1963) Absorption of solar radiation by atmospheric aerosol as revealed by measurements at the ground. *Arch. Meteo. Geophys. Bioklimatol*. B12, 19-40.

ROBINSON, G.D. (1966) Solar Radiation. Elsevier. Amsterdam; 347 pp.

ROBINSON, J.M. (1989) On uncertainty in the computation of global emissions from biomass burning. *Climatic Change* 14, 243-262.

ROBOCK, A. (1978) Internally and externally caused climate change. *J. Atmos. Sci.* 35, 1111-1122.

ROBOCK, A., TURCO, R.P., HARWELL, M.A., ACKERMAN, T.P., ANDRESSEN, R., CHANG, H-S., SIVAKUMAR, M.V.K. (1993) Use of general circulation model output in the creation of climate change scenarios for impact analysis. *Climatic Change* 23, 293-335.

ROBOCK, A. (2000) Volcanic eruptions and climate. *Rev. Geophys.* 38, 191-219.

ROBOCK, A., TOON, O. (2010) Repercusión planetaria de una guerra nuclear regional. *Invest. & Ciencia*, No. 402, 40-47.

RODERICK, M.L., FARQUHAR, G.D. (2002) The cause of decreased pan evaporation over the past 50 years. *Science* 298, 1410-1411.

RODGERS, C.D., WALSHAW, C.D. (1966) The computation of infra-red cooling rate in planetary atmospheres. *Q.J. Roy. Meteorol. Soc.* 92, 67-92.

RODRIGUEZ T., I., MONTUENGA A., F. (1975). Criterio y Evaluación de la Contaminación Atmosférica por Gases en la Zona Industrial de La Yaguara. Tesis especial de pregrado. Universidad Católica "Andrés Bello". Facultad de Ingeniería. Caracas, 149 pp.

RODRIGUEZ R., R.J. (2009) El Cambio Climático: Una Respuesta Física al Comportamiento Humano. Ediciones del Rectorado. Universidad Centrooccidental "Lisandro Alvarado", Barquisimeto, Venezuela; 143 pp.

ROJAS BRACHO, L., GARIBAY BRAVO, V. (2003) Las partículas suspendidas, aeropartículas o aerosoles: ¿hacen daño a la salud? ¿podemos hacer algo? *Gaceta Ecolog.* Nº 69 (oct-dic), 29-44.

ROSEN, J.M., PINNICK, R.G., GARVEY, D.M. (1997a) Nephelometer optical response model for the interpretation of atmospheric aerosol measurements. *Appl. Opt.* 36, 2642-2649.

ROSEN, J.M., PINNICK, R.G., GARVEY, D.M. (1997b) Measurement of extinction-to-backscatter ratio for near-surface aerosols. *J. Geophys. Re*. 102 (D5), 6017-6024.

ROSS, S. (1991) Physics in the global greenhouse. *Phys. Educ.* 26, 175-181.

ROZENBERG, G.V. (1968) Optical investigations of atmospheric aerosol. *Sov. Phys. Usp.* 11, 353-380.

RSC (1985) Nuclear Winter and Associated Effects - A Canadian Appraisal of the Environmental Impact of Nuclear War. The Royal Society of Canada (RSC), Ottawa; 382 pp.

RUDDIMAN, W.F. (2005) Calentamiento antropogénico preindustrial. *Invest. & Ciencia*, Nº 344, 32-39.

RUIZ DE ELVIRA, A. (2007) Cambio climático. *Quórum. Rev. Pensamiento Iberoam.* Nº 017, 87-96.

RUSSELL, P.B., GRAMS, G.W. (1975) Application of soil dust optical properties in analytical models of climate change. *J. Appl. Meteorol.* 14, 1037-1043.

RUSSELL, P.B., LIVINGSTON, J.M., UTHE, E.E. (1979) Aerosol-induced albedo change - measurement and modeling of an incident. *J. Atmos. Sci.* 36, 1587-1608.

Rypdal, K., Berntsen, T., Fuglestvedt, J.S., Aunan, K., Torvanger, A., Stordal, F., Pacyna, J.M., Nygaard, L.P. (2005) Tropospheric ozone and aerosols in climate agreements: scientific and political challenges. *Environ. Sci. Policy* 8, 29-43.

Sagan, C., Pollack, J.B. (1967) Anisotropic nonconservative scattering and the clouds of Venus. *J. Geophys. Res.* 72, 469-477.

Sagan, C., Toon, O. B., Gierasch, P. J. (1973) Climatic change on Mars. *Science* 181, 1045-1049.

Sagan, C., Toon, O.B., Pollack, J.B. (1979) Anthropogenic albedo changes and the earth's climate. *Science* 206, 1363-1367.

Sagan, C. (1990) Croesus and Cassandra: policy response to global warming. *Am. J. Phys.* 58, 721-730.

Sagan, C., Turco, R. (1991). Un Efecto Imprevisto: El Invierno Nuclear. Plaza & Janes; 534 pp.

Sagan, D. (1986) Sulfur: toward a global metabolism. *The Sci. Teach*. 53, 15-20.

Sanhueza, E., Ishizaki, C., Africano, M., Peña, R. (1979) Incidence of secondary components in the suspended particles of the Caracas air. *Atmos. Environ.* 13, 1205-1208.

Sanhueza, E., Rondón, A., Romero, J. (1987) Airborne particles in the Venezuelan savannah during burning and non-burning periods. *Atmos. Environ.* 21, 1-5.

SANHUEZA, E., RONDÓN, A. (1988) Particle-size distribution of inorganic water soluble ions in the Venezuelan savannah atmosphere during burning and non-burning periods. *J. Atmos. Chem.* 7, 369-388.

SANTAMARÍA ANTONIO, J. (2010) Forzamiento radiativo y cambios químicos en la atmósfera. *Rev. R. Acad. Ccs. Exact. Fís. & Nat.* (Esp) 104 (1), 149-173.

SANZ DONAIRE, J.J. (1999) Escepticismo al cambio climático: el ejemplo de las temperaturas. *Nimbus*, Nº 4, 173-198.

SARACHIK, E.S. (1978) Tropical sea surface temperature: an interactive one-dimensional atmosphere-ocean model. *Dyn. Atmos. Oceans* 2, 455-469.

SARGENT, S.L., BECKMAN, W.A. (1973) A numerical model of thermal radiation in a dusty atmosphere. *J. Atmos. Sci.* 30, 88-94.

SATHEESH, S.K., MOORTHY, K.K. (2005) Radiative effects of natural aerosols: a review. *Atmos. Environ*. 39, 2089-2110.

SAXENA, V.K., YU., S-C. (1998) Searching for a regional fingerprint of aerosol radiative forcing in the southeastern US. *Geophys. Res. Lett.* 25, 2833-2836.

SCHEPANSKI, K., MERKEL, U., TEGEN, I. (2014). Mineral dust: Meteorological controls and climate impacts. *Past Global Changes (PAGES Magazine)* 22 (2), 62-63.

SCHIEF, H.I. (1981) A review of the carbon dioxide greenhouse problem. *Planet. Space Sci.* 29, 935-950.

SCHLESINGER, M.E., JIANG, X., CHARLSON, R.J. (1992) Implication of anthropogenic atmospheric sulfate for the sensitivity of the climate system. En: *Climate Change and Energy Policy* (L. Rosen and R. Glasser edts.) American Institute of Physics, New York; pp. 75-108.

SCHMIDT, L.E., HELFER, H.L., KNOX, R.S. (2003) Development of an elementary climate model: two-layer cellular case. Publicación (ADS website) arXiv: physics/0308061v1(<http://arxiv.org/ftp/physics/papers/0308/0308061.pdf>; 39 pp.).

SCHNEIDER, S.H. (1971) A comment on climate: the influences of aerosols. *J. Appl. Meteorol.*10, 840-841.

SCHNEIDER, S.H. (1972) Atmospheric particles and climate: can we evaluate the impact of Man's activities? *Quater. Res.* 2, 425-435.

SCHNEIDER, S.H., KELLOG, W.W. (1973) The chemical basis for climate change. En: *Chemistry of the Lower Atmosphere* (S.J. Rasool, edit.). Plenum Press, N.Y.-London; pp. 203-249.

SCHNEIDER, S.H., MASS, C. (1975) Volcanic dust, sunspots, and temperature trends. *Science* 190, 741-746.

SCHNEIDER, S.H. (1987) Climate modelling. *Sci. Am.* 256, 72-81.

SCHNEIDER, S.H. (1989) The changing climate. *Sci. Am.* 261, 28-47.

SCHNEIDER, S.H., DICKINSON, R.E. 1974. Climate modelling. *Rev. Geophys. Space Phys.* 12, 447-493.

SCHWARTZ, S.E. (1996) The whitehouse effect - shortwave radiative forcing of climate by anthropogenic aerosols: an overview. *J. Aerosol Sci.* 27, 359-382.

SELF, S., RAMPINO, M.R. (1988) Do volcanic eruption affect climate? Sulfur gases cause cooling. *Earth in Space* 1, 4-7.

SELLERS, W.D. (1965) Physical Climatology. The Univ. Chicago Press; 272 pp.

SELLERS, W.D. (1969) A global climatic model based on the energy balance of the earth-atmosphere system. *J. Appl. Meteorol*. 8, 392-400.

SELLERS, W.D. (1973) A new global climatic model. *J. Appl. Meteorol*. 12, 241-254.

SELLERS, W.D. (1990) The genesis of energy balance modeling and the cool Sun paradox. *Palaeogeo. Palaeoclim. Palaeoecol.* (*Global Planet. Change Sect*.) 82, 217-224.

SEWON, O., ANDINO, J.M. (2000) Effects of ammonium sulfate aerosols on the gas-phase reactions of the hydroxyl radical with organic compounds. *Atmos. Environ*. 34, 2901-2908.

SHACKLEY, S., WYNNE, B. (1996) Representing uncertainty in global climate science and policy: boundary-ordering devices and authority. *Sci. Tech. Human Values* 21 (3), 275-302.

SHAO, Y., WYWOLL, K.-H-., CHAPPELL, A., HUANG, J., LIN, Z., MCTAINSH, G.H., MIKAMI, M., TANAKA, T.Y., WANG, X., YOON, S. (2011). Dust cycle: an emerging core theme in Earth system science. *Aeolian Res*. 2, 181-204.

SHAW, G.E., REAGAN, J.A., HERMAN, B.M. (1973) Investigation of atmospheric extinction using direct solar radiation measurements made with a multiple wavelength radiometer. *J. Appl. Meteorol.* 12, 374-380.

SHAW, G.E. (1976) Properties of the background global aerosol and their effects on climate. *Science* 192, 1334-1336.

SHAW, G.E. (1983) Bio-controlled thermostasis involving the sulfur cycle. *Climatic Change* 5, 297-303.

SHE, C.Y. (1990) Remote measurement of atmospheric parameters: new applications of physics with lasers. *Contemp. Phys.* 31, 247-260.

SHELL, K.M., SOMERVILLE, R.C.J. (2007) Direct radiative effect of mineral dust and volcanic aerosols in a simple aerosol climate model. *J. Geophys. Res*. 112, DO3205, doi: 10.1029/2006JD007197.

SHEPPARD, P.A. (1958) The effect of pollution on radiation in the atmosphere. *Int. J. Air Pollut.* 1, 31-43.

SHINE, K.P., HENDERSON-SELLERS, A. (1983) Modelling climate and the nature of climate models: a review. *J. Climate.* 3, 81-94.

SHINE, K.P., FOSTER P.M. DE F. (1999) The effect of human activity on radiative forcing of climate change: a review of recent developments. *Glob. Planet. Change* 20, 205-225.

SHINE, K. P. (2000) Radiative forcing of climate change. *Space Sci. Rev.* 94, 363-373.

SHINE, K. P., HIGHWOOD, E.J. (2002) Problems in quantifying natural and anthropogenic perturbations to the earth's energy balance. En: *Meteorology at the Millennium* (Ed. Pearce, International Geophysics Series 83), Academic Press; pp. 123-132.

SHOTKIN, L.M., LUDEWIG, H., THOMPSON, J.F. (1975) Calculated effects of aerosols on sunlight. *J. Appl. Meteorol.* 14, 189-193.

SIGURDSSON, H. (1990) Evidence of volcanic loading of the atmosphere and climate response. *Palaeogeo. Palaeoclim. Palaeoecol.* 89, 277-289.

SINGER, S.F. (1999) Human contribution to climate change remains questionable. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union* 80, 183-187.

SINGER, S.F. (1998) Hot Talk, Cold Science - Global Warming's Unfinished Debate. The Independent Institute, Oakland, CA; 120 pp.

SIMMONS, A.J., BENGTSON, L. (1985) Atmospheric general circulation models: their design and use for climate studies. En: *The Global Climate* (J.T. Houghton edit.). Cambridge Univ. Press; pp. 37-62.

SIMONEIT, B.R.T. (2002) Characterization of sub-micron organic aerosols in the tropical trade winds of the Caribbean using gas chromatography-mass spectrometry. *Atmos. Environ.* 36, 5259-5263.

SKEEN, C.E. (1981) "The year without a summer": A historical view. *J. Early Republic* 1 (1), 51-67.

SMITH, A.P. (2008) Proof of the atmospheric greenhouse effect. ADS website, arXiv: 0802.4324v1 [physics.ao-ph] (<http://arxiv.org/PS_cache/arxiv/pdf/0802/0802.4324v1.pdf>; 9 pp.).

Smith, M.H., O'Dowd, C.D., Lowe, J.A., Jones, A. (1998) Role of sea salt aerosol in the indirect radiative forcing of climate. *J. Aerosol Sci.* 29 (Suppl. 1), 51-52.

Sokolik, I.N., Toon, O.B. (1996) Direct radiative forcing by anthropogenic airborne mineral aerosols. *Natur*e 381, 681-683.

Solomon, S., Daniel, J.S. (1996) Impact of the Montreal Protocol and its amendments on the change of global radiative forcing. *Climatic Change* 32, 7-17.

Solow, A.R., Broadus, J.M. (1989) On the detection of greenhouse warming. *Climatic Change* 15, 449-453.

Sovolev, V.V. (1963) A Treatise on Radiative Transfer. D. van Nostrand, Co. Inc. 319 pp.

Spurny, K.R. (1998) Methods of aerosol measurement before the 1960s. *Aerosol Sci. Tech*. 29 (4), 329-349.

Staines Urías, F. (2007-2008) Cambio climático: interpretando el pasado para entender el presente. *Ciencia Ergo Sum* 14 (003), 345-351.

Staley, D.O., Jurica, G.M. (1972) Effective atmospheric emissivity under clear skies. *J. App. Meteorol.* 11, 349-356.

Stepanov, V.N. (2007) The modelling of the ENSO events with the help of a simple model. ADS website, arXiv: physics/0702167v1 [physics.ao.ph](<http://arxiv.org/ftp/physics/papers/0702/0702167.pdf>; 24 pp.).

STOTHERS, R. (1984) THE great Tambora eruption in 1815 and its aftermath. *Science* 224, 1191-1198.

STOTHERS, R. (1999) Volcanic dry fogs, climate cooling, and plague pandemics in Europe and the Middle East. *Climatic Change* 42, 713-723.

STOTHERS, R. (2002) Cloudy and clear stratospheres before A.D. 1000 inferred from written sources. *J. Geophys. Res.* 107 (D23), doi: 10.1029/2002JD002105.

STOTHERS, R. (2007) Three centuries of observation of stratospheric transparency. *Climatic Change* 83, 515-521.

STOMMEL, H., STOMMEL, F. (1979) The year without a summer. *Sci. Am.* 240, 134-140.

STOUT, J.E., WARREN, A., GILL, T.E. (2009). Publication trends in aeolian research: an analysis of the bibliography of aeolian research. *Geomorphology* 105, 6-17.

STRAUSS, J., MAINWARING, S.J. (1997) Contaminación del Aire - Causas, Efectos y Soluciones. Trillas, México; 177 pp.

SUNDBERG, M. (2010) Cultures of simulations vs. cultures of calculations? The development of simulation practices in meteorology and astrophysics. *Stud. Hist. Phil. Mod. Phys.* 41, 273-281.

TANG, I.N. (1996) Chemical and size effects of hygroscopic aerosols on light scattering coefficients. *J. Geophys. Res.* 101(D14), 19245-19250.

TANNER, R.L., NEWMAN, L. (1976) The analysis of airborne sulfate: a critical review. *J. Air Pollut. Assoc.* 26, 737-747.

TAYLOR, F.W. (1991) The greenhouse effect and climate change. *Rep. Prog. Phys.* 54, 881-918.

TAYLOR, F.W. (1996) Remote sensing of the Earth from space. *Contemp. Phys*. 37, 391-405.

TAYLOR, F.W. (2002a) The greenhouse effect and climate change revisited. *Rep. Prog. Phys*. 65, 1-25.

TAYLOR, D.A. (2002b) Dust in the wind. *Environ. Health. Persp*. 110 (2), A80-A87.

TAYLOR, K.E., PENNER, J.E. (1994) Response of the climate system to atmospheric aerosols and greenhouse gases. *Nature* 369, 734-737.

TEGEN, I., LACIS, A.A., FUNG, I. (1996) The influence on climate forcing of mineral aerosols from disturbed soils. *Natur*e 380, 419-422.

TEGEN, I. (2003) Modeling the mineral dust aerosol cycle in the climate system. *Quater. Sci.* 22, 1821-1834.

TEN BRINK, H.M., DOUGLE, P., EVEN, A. (2000) Internal mixing of ammonium nitrate and ammonium sulfate. *J. Aerosol Sci*. 31 (Sup. 1), 899-900.

TEN BRINK, H., OTJES, R., JONGEJAN, P., SLANINA, S. (2007) An instrument for semi-continuous monitoring of the size-distribution of nitrate, ammonium, sulfate and chloride in aerosol. *Atmos. Environ.* 41, 2768-2779.

THOMPSON, R.D. (1989) Short-term climatic change: evidence, causes, environmental consequences and strategies for action. *Prog. Phys. Geog.* 13, 315-347.

THOMPSON, R.D. (1995) The impact of atmospheric aerosols on global climate: a review. *Prog. Phys. Geog.* 19, 336-350.

TOMIZUKA, A. (2010) Estimations of the power of greenhouse gases on the basis of absorption spectra. *Am. J. Phys.* 78 (4), 359-366.

TOON, O.B., POLLACK, J.M. (1976) A global average model of atmospheric aerosols for radiative transfer calculations. *J. Appl. Meteorol.* 15, 225-246.

TOON, O.B., POLLACK, J.M., KHARE, B.N. (1976) The optical constants of several atmospheric aerosol species: ammonium sulfate, aluminium oxide, and sodium chloride. *J. Geophys. Res.* 81, 5733-5748.

TOON, O.B., POLLACK, J.P. (1980) Atmospheric aerosols and climate. *Am. Sci.* 68, 268-278.

TOON, O.B., TURCO, R.P., COVEY, C. (1997) Environmental perturbations caused by impacts of asteroids and comets. *Rev. Geophys.* 35, 41-78.

TORRES PARRA, M. (1968) La Contaminación Atmosférica en Venezuela. Ministerio de Sanidad y Asistencia Social, Caracas; 29 pp.

TROGLER, W.C. (1995) The environmental chemistry of trace atmosphere gases. *J. Chem. Educ.* 72, 973-976.

TU, K.W., KANAPILLY, G.M. (1978) Generation and characterization of submicron ammonium sulfate and ammonium hydrogen sulfate aerosols. *Atmos. Environ*. 12, 1623-1629.

TUCKER, C.J., MILLER, L.D. (1977) Soil spectra contributions to grass canopy spectral reflectance. *Phot. Eng. Rem. Sens.* 43, 721-726.

TURCO, R.P., TOON, O.B., ACKERMAN, T.P., POLLACK, J.B., SAGAN, C. (1983) Nuclear winter: Global consequences of multiple nuclear explosions. *Science* 222 (4630), 1283-1292.

TURCO, R.P., TOON, O.B., ACKERMAN, T.P., POLLACK, J.B., SAGAN, C. (1984) Efectos climáticos de una guerra nuclear. *Invest. & Ciencia*, No. 97, 6-18.

TURCO, R.P., TOON, O.B., ACKERMAN, T.P., POLLACK, J.B., SAGAN, C. (1991) Nuclear winter: physics and physical mechanisms. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci*. 19, 383-422.

TWITTY, J.T., WEINMAN, J.A. (1971) Radiative properties of carbonaceous aerosols. *J. Appl. Meteorol*. 10, 725-731.

TWOMEY, S. (1974) Pollution and planetary albedo. *Atmos. Environ*. 8, 1251-1256.

TWOMEY, S. (1977) The aerosol and climate. En: *Atmospheric Aerosol* (Developments in Atmospheric Science, 7). Elsevier Sci. Pub. Co. Amsterdam; pp. 273-293.

TWOMEY, S.A., PIEPGRASS, M., WOLFE, T.L. (1984) An assessment of the impact of pollution on global cloud albedo. *Tellus* 36B, 356-366.

Twomey, S. (1991) Aerosols, clouds and radiation. *Atmos. Environ*. 25A, 2435-2442.

Unsworth, M. H., McCartney, H.A. (1973) Effects of atmospheric aerosols on solar radiation. *Atmos. Environ.* 7, 1173-1185.

Van den Heuvel, A.P., Junge B.J. (1963) The formation of ammonium sulfate in water dropplets exposed to gaseous sulfur dioxide and ammonia. *Q. J. R. Meteorol. Soc*. 89, 271-275.

Van der Hulst, H.C. (2000) A historical sketch of light scattering by small particles. En: *History of Aerosol* (O. Preining & E.J. Davis, edits.), Proceedings of the First Symposium on the History of Aerosol Science (Vienna, 1999). Austrian Academy of Science; pp. 69-76.

Van der Sluijs, J., van Eijndhoven, J., Shackley, S., Wynne, B. (1998) Anchoring devices in science for policy: the case of consensus around climate sensitivity. *Soc. Stud. Sci.* 28 (2), 291-323.

Van der Veen, C. J. (2000) Fourier and the "greenhouse effect". *Polar Geog*. 24 (2), 132-152.

Vareschi, W., Moreno, E. (1973) La contaminación en Caracas en los años 1953 y 1973. *Bol. Soc. Vzlana. Ccs. Nat*. 30, 387-444.

Vavrus, S., Ruddiman, W.F.; Kutzbach, J.E. (2008) Climate model tests of the anthropogenic influences on greenhouse-induced climate change: the role of early human agriculture, industrialization, and vegetation feedbacks. *Quater. Sci. Rev.* 27, 1410-1425.

VEEFKIND, J.P., VAN DER HAGE, J.C.H., TEN BRINK, H.M. (1996) Nephelometer derived and directly measured aerosol optical depth of the atmospheric boundary layer. *Atmos. Res.* 41, 217-228.

VELIKHOV, Y. (edit) (1985) The Night After - Climatic and Biological Consequences of a Nuclear War. Mir Pub. Moscow; 165 pp.

VENKATARAMAN, C., CHANDRAMOULI, B., PATWARDHAN, A. (1999) Anthropogenic sulfate aerosol from India: estimates of burden and direct radiative forcing. *Atmos. Environ.* 33, 3225-3235.

VERDES, P.F. (2007) Global warming is driven by anthropogenic emissions: a time series analysis approach. *Phys. Rev. Lett.* 99, Art. Nº 048501, doi: 10.1103/PhysRevLett.99.048501.

VERGAZ-BENITO, R. (2001) Caracterización de los aerosoles atmosféricos. *Opt. Pura. Aplic.* 34, 57-82.

VERNADSKY, W.I. (1945). The biosphere and the nöösphere. *Am. Sci.* 33 (1), 1-12.

VOEYKOV, A.I. (1912) Gornye I stepye Sukhovei (Montaña y el Sukhovei de la estepa). *Meteorologicheskiy Vestnik* 22 (8-9), 263-264.

VOLZ, F.E. (1970) Atmospheric turbidity after Agung eruption of 1963 and size distribution of the volcanic aerosol. *J. Geophys. Res.* 75, 5185-5193.

VOLZ, F. (1972) Infrared absorption by atmospheric aerosol substances. *J. Geophys. Res.* 77, 1017-1031.

VOLZ, F.E. (1973) Infrared optical constants of ammonium sulfate, Sahara dust, volcanic pumice, and fly ash. *Appl. Opt.* 12, 564-568.

Von Hoyningen-Huene, W., Posse, P. (1997) Nonsphericity of aerosol particles and their contribution to radiative forcing. *J. Quant. Spect. Rad. Transf.* 57, 651-668.

Vupputuri, R.K.R. (1992) The Tambora eruption in 1815 provides a test on possible global climatic and chemical perturbations in the past. *Natural Hazard* 5, 1-16.

Waggoner, A.P., Vanderpol, A.J., Charlson, R.J., Larsen, S., Granat, L., Trägårdh, C. (1976) Sulphate-light scattering ratio as an index of the role of sulphur in tropospheric optic. *Nature* 261, 120-122.

Waggoner, A.P., Weiss, R.E. (1980) Comparison of fine particle mass concentration and light scattering extinction in ambient aerosol. *Atmos. Environ.* 14, 623-626.

Wagoner, P., Liu, Ch., Tobin, R.G. (2010) Climate change in a shoebox: right result, wrong physics. *Am. J. Phys.* 78 (5), 536-540.

Wainwright, M. (1980) Man-made emissions of sulphur and the soil. *Int. J. Environ. Stud.* 14, 279-288.

Waldram, J.M. (1945) Measurement of the photometric properties of the upper atmosphere. *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.* 71, 319-336.

Wang, W-Ch., Domoto, G.A. (1974) The radiative effect of aerosols in the earth's atmosphere. *J. Appl. Meteorol.* 13, 521-534.

Wang, W.C., Wuebbles, D.J., Washington, W.M., Isaacs, R.G., Molnar, G. (1986) Trace gases and other potential perturbations to global climate. *Rev. Geophys*. 24, 110-140.

WANG, K., DICKINSON, R.E., LIANG, S. (2009) Clear sky visibility has decreased over land globally from 1973 to 2007. *Science* 323, 1468-1470.

WARNER, J. (1968) A reduction in rainfall associated with smoke from sugar-cane fires – an inadvertent weather modification? *J. Appl. Meteorol.* 7, 247-251.

WARREN, S. (1982) Optical properties of snow. *Rev. Geophys. Space Phys.* 20, 67-89.

WASHINGTON, W.M., BETTGE, J.W. (1990) Computer simulation of the greenhouse effect. *Comp. Phys.* 4, 240-246.

WEARE, B.C., TEMKIN, R.L., SNELL, F.M. (1974) Aerosol and climate: some further considerations. *Science* 186, 827-828.

WEART, S.R. (2003) The Discovery of Global Warming. Harvard Univ. Press; 228 pp.

WEART, S.R. (2006) El Calentamiento Global - Historia de un Descubrimiento Científico. Laetoli/Océano, Pamplona (España)/México (DF); 261 pp.

WEART, S.R. (2010a) The development of general circulation models of climate. *Stud. Hist. Phil. Mod. Phys*. 41, 208-217.

WEART, S.R. (2010b) The idea of anthropogenic global climate change in the 20th century. *WIRES Climate Change* 1 (Jan/Feb), 67-81.

WEBSTER, M.D., BABIKER, M., MAYER, M., REILLY, J.M., HARNISCH, J., HYMAN, R., SAROFIM, M.C., WANG, C. (2002) Uncertainty in emissions projection for climate models. *Atmos. Environ.* 36, 3659-3670.

WEINER, I., RUST, M., DONNELLY, T.D. (2001). Particle size determination: An undergraduate lab in Mie scattering. *Am. J. Phys*. 69 (2), 129-136.

WEISROSE, S.A., SHADMON, G. (1984) Radiative transfer calculations through an aerosol cloud. *J. Quant. Spec. Radiat. Trans.* 31, 63-70.

WEISS, E.B. (1975) International response to weather modification. *Int. Organ*. 29, 805-826.

WENDISCH, M., VON HOYNINGEN-HUENE, W. (1992) Optically equivalent refractive index of atmospheric aerosol particles. *Beit. Phys. Atmos.* 65, 293-308.

WENDISCH, M., VON HOYNINGEN-HUENE, W. (1994) Possibility of refractive index determination of atmospheric aerosols particle by ground-based solar extinction and scattering measurements. *Atmos. Environ*. 28, 785-792.

WEST, J.J., HOPE, C., LANE, S.N. (1997) Climate change and energy policy – the impacts and implications of aerosols. *Energy Policy* 25, 923-939.

WEST, L.L., GIMMESTAD, G.G., ROBERTS, D.W., STEWART, J.M., WOOD, J.W. (2006) Atmospheric laser radar as an undergraduate educational experience. *Am. J. Phys*. 74, 665-669.

WEST, J.J., PILINIS, C., NENES, A., PANDIS, S. (1998) Marginal direct climate forcing by atmospheric aerosols. *Atmos. Environ.* 32, 2531-2542.

WEXLER, H. (1951). Spread of the Krakatoa volcanic dust cloud as related to high-level circulation. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 32, 48-51.

WHITBY, K.T. (1978) The physical characteristics of sulfur aerosols. *Atmos. Environ.* 12, 135-159.

WHITE, R.M. (1990) El gran debate sobre el clima. *Invest. & Ciencia*, Nº 168, 4-12.

WILKINSON, M.J., WHEELER, J.D., CHARLSON, R.J., LULLA, K.P. (2000) Imaging aerosols from low Earth orbit: photographic results from the Shuttle-Mir and Shuttle programs. En: *Dynamic Earth Environments: Remote Sensing Observations from Shuttle-Mir Missions* (K.P. Lulla & L.V. Dessinov, edits.). Wiley; pp. 77-98, 263-265, 274-277.

WILLEKE, K., WHITBY, K.T. (1975) Atmospheric aerosols: size distribution interpretation. *J. Air Pollut. Control Assoc*. 25, 529-534.

WILLEKE, K., BARON, P.A. (1990) Sampling and interpretation errors in aerosol monitoring. *Am. Ind. Hyg. Assoc.* J. 51, 160-168.

WILSON, D.J., GEA-BANACLOCHE. (2012) Simple model to estimate the contribution of atmospheric CO_2 to the Earth's greenhouse effect. *Am. J. Phys*. 80 (4), 306-315.

WINTERTON, R.H.S. (1999) Newton's law of cooling. *Contemp. Phys*. 40 (3), 205-212.

WISCOMBE, W.J., GRAMS, G.W. (1976) The backscattered fraction in two-stream approximation. *J. Atmos. Sci.* 33, 2440-2451.

WITTWER, S.H. (1988) The greenhouse Effect. Carolina Biol. Readers Series Nº 163 (J.J. Head, Edit.) Carolina Biological Supply Co. Burlington, N.C. 16 pp.

WMO (1983) Tropospheric Aerosols: Review of Current Data on Physical and Optical Properties (F.S. Harris & H.E. Gerber, edits.) World Climate Programme (WCP-43), Geneva; 31 pp.

WMO (1991) Global Atmosphere Watch (GAW) - A System for Environmental Pollution Monitoring and Research. Report of the WMO Meeting of Experts to Consider the Aerosol Component of GAW (Boulder, Colorado, 16-19 December 1991) No.79. WMO/TD-No. 485 (a contribution to the global environmental monitoring system, GEMS); 59 pp.

Wolbarst, A. (1999) Effective thermal conduction model for estimating global warming. *Am. J. Phys.* 67, 1227-1238.

Woodwell, G.M. (1978) The carbon dioxide question. *Sci. Am.* 238, 34-43.

Woronko, S. F. (1977) Comments on "a non-equilibrium model of hemispheric mean surface temperature". *J. Atmos. Sci.* 34, 1820-1821.

Worringen, A., Ebert, M., Trautmann, T., Weinbruck, S., Helas, G. (2008) Optical properties of internally mixed ammoniun sulfate and soot particles – a study of individual aerosol particles and ambient aerosol population. *Appl. Opt.* 47, 3835-3845.

Wriedt, T. (2012) Mie theory: A review. En: The *Mie Theory - Basics and Applications* (W. Hergert & Th. Wriedt, edits.). Springer Series in Optical Sciences, doi: 10.1007/978-3-642-28738-1_2, Springer-Verlag Berlin Hieldelberg; pp. 53-71.

Wuebbles, D.J. , Edmonds, J. (1991) Primer on Greenhouse Gases. Lewis Pub. Chelsea, Mich. 230 pp.

WUEBBLES, D.J., HAYHOE, K. (2002) Atmospheric methane and global change. *Earth-Sci. Rev.* 57, 177-210.

YAMAMOTO, G., TANAKA, M. (1972) Increase of global albedo due to air pollution. *J. Atmos. Sci*. 29, 1405-1412.

YOSHINOBU, S.J. (2003) Mathematics, politics, and greenhouse gas intensity: An example of using Pólya's problem-solving strategy. *Math. Teach*. 96, 646-648.

YOUNG, G.S. (1988) Convection in the atmospheric boundary layer. *Earth-Sci. Rev.* 25, 179-198.

YU, H., KAUFMAN, Y.J., CHIN, M., FEINGOLD, G., REMER, L.A., ANDERSON, T.L., DE COLA, P., KAHN, R., KOCH, D., LOEB, N., REDDY, M.S., SCHULZ, M., TAKEMURA, T., ZHOU, M. (2006) A review of measurement-based assessment of aerosol direct radiative effect and forcing. *J. Geophys. Res*. 109, D03206, doi: 10.1029/2003JD003914.

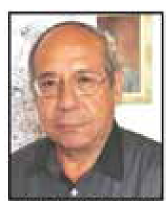
ZAMBRANO DOMMARGO, J.Z. (1996) Cambios climáticos en la ciudad de Caracas entre los años 1901 y 1995. *Invest. Educ*. 4, 163-165.

ZEHR, S.C. (2000) Public representation of scientific uncertainty about global climate change. *Public Understand. Sci*. 9, 85-103.

ZDUNKOWSKI, W.G., MCQUAGE, N.D. (1972) Short-term effects of aerosol on the layer near the ground in a cloudless atmosphere. *Tellus* 24, 237-254.

ZULOAGA, G. (1966). La calina y el viento salante. *Bol. Acad. Ccs. Fís. Mat. & Nat*. (Caracas), Año XXVI, Nº 72, 101-114.

EL AUTOR


(Foto: Lander Altuve)

Investigador inter y multidisciplinario con una licenciatura en Física, iniciada en la Universidad Central de Venezuela (UCV) y culminada en la Universidad de los Andes (ULA), cursos de especialización en Astronomía y Astrofísica (ULA), y un doctorado (Ph.D.) por la Universidad de Essex, Inglaterra, con énfasis en el área de la contaminación atmosférica y cambio climático. Como investigador y docente, por 40 años, estuvo adscrito al Departamento de Física de la Facultad de Ciencias de la ULA, alcanzando la categoría de profesor titular, y con varias distinciones por su labor en la investigación y la docencia [PEI (ULA) (1997, 2003, 2005, 2013, 2015 y 2019), PPI (2001 y 2003), CONABA (2003) y PED (ULA) (2013 y 2015)]. Profesor, por concurso de oposición, en el área de *Astronomía Básica*, y creador en 2001 de la asignatura optativa *Introducción a la Física de la Contaminación Atmosférica y del Cambio Climático* en el Dpto. de Física (Fac. Ciencias) de la ULA.

En la docencia se desempeñó como profesor de pregrado en las asignaturas de Física General, Laboratorio de Física I, III y IV, y Mecánica en las escuelas de Ciencias, Ingeniería Básica, Bioanálisis, Farmacia y Educación; y de Meteorología y Climatología en las escuelas de Ingeniería Forestal, Técnica Superior Forestal (ETSUFOR) y Geografía de la ULA. En el área de la docencia básica ha publicado una obra sobre física básica en el campo de las ciencias de la salud titulada *La Física en Problemas de la Vida* (1997, Consejo de Publicaciones/Facultad de

Ciencias, ULA). Adicionalmente ha publicado también *Introducción a la Física de la Contaminación Atmosférica y del Cambio Climático* (2002, Ediciones CELCIEC, Fac. de Ciencias, ULA).

Integró el proyecto internacional MARS (Mérida Atmospheric Research Station) que midió la capa de ozono y otras sustancias relacionadas sobre la región andina, y formó parte de la Comisión Rectoral para el Programa de Ciencias Atmosféricas y del Espacio de la ULA (2005-2007) el cual tuvo a su cargo el desarrollo del proyecto Cohetes Sonda-ULA. Por su trabajo en el tema de la guerra fría conocido como "Invierno Nuclear", fue profesor invitado de postgrado en la Escuela de Ciencias Políticas de la ULA. También ha sido profesor invitado del Centro Interamericano de Investigación y Desarrollo Ambiental y Territorial (CIDIAT) de ULA y en el programa de doctorado (individualizado) en ciencias de la ingeniería de la UCV.

Como académico visitante internacional del programa Fulbright (Departamento de Estado, EE.UU.), durante 2012, desarrolló el proyecto *Mathematical Analysis of Temperature Measurements obtained by Williams College - Hopkins Observatory´s International Expeditions to Observe Total Solar Eclipses*, en el Departamento de Astronomía - Observatorio Hopkins del Williams College, Williamstown, Massachusetts, y el cual está aun en desarrollo. Actualmente adelanta, en el área de la climatología histórica, el proyecto *El Fenómeno de El Niño - Oscilación (ENOS) en Contexto Historiográfico y Antecedentes Históricos de su Influencia en el Sistema Climático y Medio Ambiente de Venezuela*; y en el área de la historia de la ciencia, el proyecto *Tras las Huellas Historiográficas de Galileo Galilei en Venezuela*.

Recientemente asesoró un trabajo de grado (licenciatura de Física) en donde se estudió la evolución de la temperatura en la ciudad de

Mérida (Venezuela) desde 1893 hasta 2008 y su relación con un cambio micro-climático parcial antropogénico. Ha sido invitado a formar parte del Panel Nacional de Cambio Climático, auspiciado por la Academia de Ciencias Físicas, Matemáticas y Naturales de Caracas. Como autor o co-autor, sus trabajos de investigación han sido publicados en diferentes revistas especializadas tanto nacionales como internacionales [e.g. *Acta Microscópica*, *Humania del Sur*, *Boletín del Archivo Histórico* (ULA), *Geoenseñanza*, *Cruz Ansata* (Puerto Rico), *Atmósfera* (México), *Revista Mexicana de Astronomía*, *GeoJournal*, *Journal of Aeorosol Science*, *Measurement Science and Technology*, *Earth, Moon and Planets*, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, *Philosophical Transactions of the Royal Society* (London), *Revista Brasileira de Meteorología, Frontiers in Astronomy* y *Journal of Geophysical Research (Atmosphere)*].

En el área de la extensión universitaria ha sido muchas veces, tanto en el país como en el extranjero, conferencista e invitado de los medios de comunicación social; ha publicado numerosos artículos de opinión en la prensa nacional (*El Mundo* y *El Nacional*) y en la prensa regional y local (*El Correo del Caroní*, *La Nación*, *El Impulso*, *Frontera*, *El Vigilante*, *Correo de los Andes*, etc) y ensayos sobre temas de interés general, relacionados con la divulgación de la ciencia, su historia, y su relación con la religión. Como autor o co-autor, en las áreas de la astronomía, astrofísica, física ambiental, historia de la ciencia y educación en Física, ha participado en más de cincuenta diferentes reuniones científicas y académicas nacionales e internacionales, tanto en el país como en el exterior.

Ha sido árbitro de artículos y proyectos de investigación, jurado de concursos y trabajos de grado, y crítico de libros. La ULA, por su labor en la docencia y extensión, le confirió en 2013, la orden "Mariano Picón Salas", en su segunda clase. Y más recientemente el Departamento

de Astronomía del Williams College, Williamstown, Massachusetts (EE. UU.) le otorgo el cargo honorífico de investigador científico.

AGRADECIMIENTOS

La idea de publicar este libro tuvo su fuente original de inspiración en los estudios doctorales que realicé en el laboratorio de investigación de aerosoles de la Universidad de Essex, Colchester, Inglaterra. Por ello mi agradecimiento va, en primer lugar, al Prof. Dr. Ian Colbeck, jefe del mencionado laboratorio y líder del Grupo en Ciencias del Aerosol de esa universidad por el apoyo técnico y logístico prestado por él y por su laboratorio para la ejecución de la parte experimental. Este agradecimiento lo hago extensivo a varias personas que, de una manera u otra, fueron claves en la ejecución teórico-experimental; entres ellas debo mencionar a los técnicos T. Trill, B. Diamond (Microscopía Electrónica, Departamento de Física de la Universidad de Essex), T. Butler y B. Mason. Adicionalmente, J.A. Garland proporcionó, generosamente, importante información sobre los procedimientos de medidas de trasmisión óptica.

En segundo lugar, debo agradecer a la Universidad de los Andes (ULA) (Mérida, Venezuela) por el patrocinio y soporte financiero otorgado para realizar estos estudios teóricos-experimentales, a través de una beca doctoral.

Deseo extender este agradecimiento a la Biblioteca "Albert Sloman" de la Universidad de Essex y a los servicios bibliotecarios de la ULA, en particular a la sala de publicaciones periódicas de la Biblioteca Integrada de Arquitectura, Ciencias e Ingeniería (BIACI) "Lic. Maira de Burgos", perteneciente al Núcleo Universitario "Pedro Rincón Gutiérrez" de La Hechicera (Mérida), en las personas del Sr. Wilmer Díaz y del Sr. Lucidio Alarcón, por su ayuda y cooperación en la búsqueda intensa y sostenida de material bibliográfico. Asimismo, por el apoyo material y técnico proporcionado, esta gratitud la hago llegar a las siguientes dependencias

de la ULA: Consejo de Publicaciones, Facultad de Ciencias (Unidad de Apoyo Audiovisual), Vice-Rectorado Administrativo (Dirección de Finanzas), Vicerrectorado Académico y Secretaría.

Finalmente mi palabra de gratitud a la Lic. Yelliza A. García y a la Sra. Yoly M. Torres del sello editorial del Vicerrectorado Académico de la ULA; a la Lic. Luz Marina Quintero y al TSU Yoscar Díaz, de los Talleres Gráficos Universitarios, por su paciencia y colaboración para que este libro pudiera salir a la luz pública.

A diferencia de los gases de "invernadero", las partículas atmosféricas pueden enfriar el aire, ser neutras, o calentarlo. Al estar mezclados con esos gases, el llamado "recalentamiento global" puede verse compensado, inafectado o favorecido. Para comprender cuáles son las condiciones físicas prevalecientes en cualesquiera de estos casos, esta obra ofrece, bajo un enfoque crítico-tutorial, un análisis del efecto de calentamiento-enfriamiento del aire por partículas o aerosoles atmosféricos, dadas sus propiedades ópticas. Se destaca en ello el rol que tiene el concepto de *forzamiento radiativo directo* de los aerosoles naturales y antropogénicos, desde un punto de vista teórico y en una simulación experimental. Inicialmente, dentro de un contexto histórico, el lector es introducido en el concepto por medio de una revisión crítica-tutorial del desarrollo y evolución que ha tenido su modelización matemática, en donde el efecto de calentamiento – enfriamiento radiativo del aire por aerosoles atmosféricos, tanto naturales como antropogénicos, es discutido. Esta revisión, de naturaleza cronológica y bibliográfica, es aceptablemente exhaustiva y comentada con el fin de señalar los momentos en que los métodos de los estudios previos, fueron la clave para la evolución de la versión actual del concepto. Para los aerosoles refrigerantes, el libro examina el tema de cómo estos aerosoles pueden ser usados para mitigar el recalentamiento producido por los gases invernadero. Al final, se propone un proyecto de investigación para la caracterización de las partículas de fondo en la atmósfera venezolana. Este es la primera publicación universitaria realizada en Venezuela, por autor venezolano, para ser usado como texto especializado en el tema de cambio climático a nivel de pregrado y postgrado.

MARCOS A. PEÑALOZA - MURILLO

Físico y astrónomo, el autor es investigador y docente titular jubilado de la Facultad de Ciencias de la Universidad de los Andes, ULA (Mérida, Venezuela), con un doctorado (Ph.D.) por la Universidad de Essex (Inglaterra). Investigador inter y multidisciplinario en áreas como la contaminación atmosférica, cambio climático, climatología histórica, eclipses solares y lunares e historia de la ciencia. Es autor de *La Física en problemas de la vida* (1997) e *Introducción a la física de la contaminación atmosférica y del cambio climático* (2002). Entre otras responsabilidades, fue miembro de la Comisión Rectoral para el Programa de Ciencias Atmosféricas y del Espacio de la ULA (2005-2008). Académico visitante Fulbright (2012) en el Williams College (Massachusetts) e investigador científico visitante asociado al Departamento de Astronomía de esta prestigiosa institución de los Estados Unidos desde 2016. Articulista colaborador de *El Nacional* (Caracas) desde 2005. Ha sido profesor de postgrado invitado en el programa de doctorado individualizado de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela (UCV) Investigador reconocido por el Consejo de Desarrollo Científico, Tecnológico, Humanístico y de las Artes (CDCHTA) de la ULA al haber clasificado en el Programa de Estímulo al Investigador (PEI) en su última convocatoria de 2019.










ISBN: 978-980-11-1975-3